

**기후예측모델 개선을 위한
검증체계 개발 및 테스트베드 확장**

**Verification Framework Development and
Testbed Expansion for Advancing Climate
Prediction Models**

김가영, 김가은, 김지영, 석수현, 양유빈, 이강진
기후사업본부 기후모델테스트베드팀

2025.12.

아시아·태평양경제협력체 기후센터

Executive Summary

The implementation of a high-resolution TRIP river-routing model within the GloSea6 seasonal prediction system establishes an improved basis for evaluating how refined freshwater pathways alter upper-ocean structure, atmospheric mean states, and prediction skill across seasons. Building on prior short-hindcast experiment in the last year, this assessment leverages the APCC testbed to examine numerical stability, reproducibility, and quasi-operational performance. The high-resolution TRIP configuration produces clear summer improvements in the eastern Indian Ocean—reducing unrealistic freshwater spreading, enhancing vertical salinity stratification, and reducing SST biases—while coastal responses include improvements near the Amur River and mixed outcomes near the Yangtze due to complex local dynamics. Large-scale circulation regions such as the Pacific and ENSO-dominant region show limited sensitivity to freshwater restructuring. Winter impacts are weaker overall, with minor high-latitude cold-bias reductions that do not lead to improved ACC-based prediction skill. APCC testbed experiments confirm operationally stable run-time behavior with only manageable blow-up events. Collectively, the implementation maintains large-scale prediction skill while improving upper-ocean and coastal features in key regions, providing a technically validated foundation for future operational adoption and further optimization of river-discharge processes.

This study evaluated the predictability and applicability of high-resolution forecast data from the perspective of extreme climate prediction. Two cold wave and two heavy rainfall cases were analyzed to assess whether forecast skill improved compared to the operational system. For the cold wave cases, both events showed improved representation of low temperature over complex terrain, which can be attributed to the enhanced topographical detail captured by the higher resolution. In addition, the large-scale circulation patterns associated with cold surges were more realistically simulated at longer lead times. However, direct prediction of cold anomalies was limited because the model hindcast used to compute anomalies exhibited a strong cold bias, which suppressed the simulated temperature deviations. When the observed climatology was used instead of the model hindcast, both the circulation fields and the Extreme Forecast Index (EFI)-based cold wave predictions showed notable improvement, demonstrating the added value of the high-resolution forecast data.

For the heavy rainfall prediction, contrasting results were obtained between the two cases. In heavy rainfall event of July 2023, the high-resolution forecast successfully reproduced favorable conditions for extreme rainfall at 3-4 week lead times, outperforming the operational model. Although the predicted rainfall anomalies were slightly displaced northward compared to observation, the high-resolution model reproduced organized heavy precipitation, which was also reflected in improved EFI prediction. In contrast, for the 2022

heavy rainfall event, neither the operational nor the high-resolution forecast captured the occurrence of the extreme rainfall, indicating that increasing spatial resolution alone does not guarantee improved forecast skill for all extreme precipitation events.

A seasonal verification framework was established for the objective assessment of climate prediction model performance, specifically targeting the Arctic climate and the East Asian monsoon system. This verification framework incorporates diagnostic elements tailored to each climate mode, moving beyond simple statistical verification. Quantitative improvement rates for diagnostic elements are displayed via a scorecard, facilitating an intuitive comparison of model performance shifts. The framework not only serves as a universal basis for model evaluation but also provides a scientific insight to guide model development and enhancement. To demonstrate its utility, a preliminary comparative assessment was conducted on the forthcoming prediction system, GloSea-GC5.0, against the current operational system, GloSea6-GC3.2.

Diagnostics of the Arctic climate reveal that the interannual variability of the winter Arctic Oscillation (AO) index has improved by more than twofold. Furthermore, the process of AO development driven by late autumn Eurasian snow cover shows improvements in simulating patterns resembling the negative phase of the AO over the Eurasian continent. While these results appear to be driven by slight improvements in upper-level zonal wind anomalies and the intensity of low-level downward Eliassen-Palm (E-P) flux, the model still underestimates the stratospheric polar vortex structure and wave propagation, indicating weak troposphere-stratosphere interaction. Regarding sea ice, although the model underestimates the magnitude and extent of Arctic warming associated with Barents-Kara Sea ice loss, improvements in the regional vertical temperature profile and barotropic structure have led to a better simulation of the winter Warm Arctic-Cold Eurasian (WACE) pattern. However, compared to ERA5, the model exhibits a shallower and weaker vertical structure and fails to simulate significant upper-level wave propagation patterns. This limitation hinders the transmission of Arctic surface forcing through the upper atmosphere to the mid-latitudes. Therefore, to enhance the simulation of Arctic-mid latitude teleconnection, it is necessary to improve the representation of physical processes, specifically the vertical structure of the Arctic region and upper-level wave propagation.

For the East Asian summer monsoon, GC5.0 showed a reduction in the mean monsoon rainband bias compared to that in GC3.2, attributable to an improved representation of the North Pacific subtropical high. However, a deterioration in the prediction skill for interannual variability of East Asian precipitation was observed, likely due to an increased bias in tropical-extratropical teleconnection, such as the Pacific-Japan teleconnection pattern. Meanwhile, the simulated winter mean temperature over East Asia suffers from a cold bias, accompanied by a deeper East Asian trough and a more accelerated and southward-shifted jet stream. The improvement in prediction skill for the interannual variability of surface air

temperature stems partly from enhanced climate mode predictability and internal responses. In both models, the simulation of the Siberian high and its associated monsoon dynamics remained problematic, which is a critical source of error that limits the overall predictability of the East Asian winter monsoon.

This study addresses the limitation of traditional climate model evaluation system relying heavily on hindcast data, which can overestimate actual forecast performance. A python-based verification package (FcstVerif), featuring a comprehensive web dashboard, was developed to directly evaluate and visualize the real-time forecast performance of seasonal prediction models. The package automates the process of data preprocessing, score evaluation, and visualization across various atmospheric variables and climate indices (ENSO, IOD). Applying this system to the KMA's GloSea6GC3.2 model (Jan 2022 – Dec 2024) revealed a significant improvement in global sea surface temperature (SST) prediction accuracy (ACC) starting from the October 2022 initialization. This improvement is considered to be attributed to the doubling of the forecast ensemble size (from 42 to 82) with a notable reduction in cold-bias in the Southern Hemisphere, demonstrating the package's utility in continuously monitoring and confirming the efficacy of model improvements in operational forecast.

As the demand for sub-seasonal climate forecast information continues to grow, the importance of accurate climate prediction is also increasing. The accuracy of climate forecast system is primarily assessed using hindcasts representing the potential maximum forecast skill, which is known to differ from the that of real-time forecasts. In this study, the predictability and uncertainty characteristics of key climate modes affecting the Korean Peninsula on a sub-seasonal time scale were diagnosed. It was found that the predictability of summer climate modes is difficult to utilize directly due to the poor skill. Based on the diagnose systematic bias characteristics, an indirect utilization method through statistical correction was proposed. For winter climate modes, predictability was evaluated based on spatial predictability, and the optimal lead times for individual climate modes were identified and presented. The proposed methods for utilizing climate mode predictions, derived from a series of research results, are expected to improve the prediction skill and utility of operational forecast data. Additionally, the results can provide clue for resolving issues in the climate forecast system.

국문 요약

고해상도 하천유출모델(TRIP) 접합은 GloSea6 계절예측시스템에서 담수 경로를 보다 정교하게 재현하도록 하며, 이를 통해 상층 해양 구조, 연안 환경, 대기 평균장, 예측 성능의 계절별 변화를 통합적으로 평가할 수 있는 기반을 제공한다. 지난해에 제한된 기간의 실험을 중심으로 연구가 이루어졌던 것과 달리, 올해는 아태기후센터의 테스트베드를 활용하여 준현업 조건에서 수치 안정성, 재현성, 운영 적합성을 검증했다는 점에서 의미가 크다. 여름철 인도양에서는 고해상도 TRIP 적용으로 과도하게 넓게 퍼지던 저염 신호가 국지화되고, 연직 염분 구조가 현실적으로 조정되면서 SST 오차까지 완화되는 일련의 개선 효과가 나타났다. 동아시아 연안에서도 아무르강 유역에서 염분, SST 조정 효과가 뚜렷했으며, 반면 양쯔강 연안처럼 지형, 조석, 혼합이 강하게 작용하는 지역에서는 개선과 악화가 동시에 나타나는 복합적인 반응이 확인되었다. 태평양 및 ENSO 활동 해역은 워커 순환, upwelling 등의 대규모 순환이 지배적이어서 TRIP 기반 담수 재구성이 구조적 변화를 유도하기 어려웠다. 겨울철 영향은 전반적으로 약해, 고위도 일부에서 cold bias가 완화되는 신호는 관측되었지만 예측 성능 향상으로 이어지지 않았고, 기온과 강수 ACC는 TRIP 접합 전후로 거의 동일하게 유지되었다. 그럼에도 테스트베드를 통한 준현업 실험에서는 고해상도 TRIP 구성의 run-time 안정성이 확인되었고, 간헐적인 blow-up도 운영 환경에서는 충분히 처리 가능한 수준이었다. 고해상도 TRIP 접합은 계절예측 성능을 유지하는 범위 내에서 인도양 및 특정 연안 해역의 상층 해양 구조를 개선하며, 유출량 검증 등을 통해 현업 적용으로 발전시킬 수 있을 것이다.

국립기상과학원에서 개발한 고해상도 대기양상블 예측시스템의 활용성을 조사하기 위해 극한기후에 대한 예측성능을 분석하였다. 개발된 고해상도 예측자료는 기존 현업에 비해 약 2배의 조밀한 해상도를 가지며 각 초기날짜별로 2개의 양상블 멤버를 보유하고 있다. 이 연구에서는 주어진 예측자료를 활용하여 한파 사례 2 케이스와 집중호우 사례 2 케이스에 대해 현업 대비 예측성능 향상을 비교하였다.

한파 사례 분석 결과, 두 사례 모두에서 지형이 복잡한 지역의 저온 분포를 보다 정밀하게 재현하였으며, 이는 해상도 향상으로 인한 세밀한 지형 효과를 모사하는 것이 가능해졌기 때문으로 판단된다. 또한, 선행시간이 길어졌을 때 한파를 유발하는 대기 순환장의 구조가 관측과 유사하게 개선되는 경향을 보였다. 그러나, 모델의 기후장이 전반적으로 한랭 편차를 갖고 있어 이를 기준으로 편차장을 산출할 경우 한파와 같은 저온 편차를 충분히 재현하기 어려운 구조적 문제점이 있었다. 이에 따라 관측 기후값을 기준으로 편차장을 산출한 결과, 순환장 모의뿐 아니라 극한예보지수(EFI)를 이용한 한파 예측 성능 또한 개선되는 것을 확인할 수 있었다.

강수 예측에 있어서는 두 사례에서 상이한 예측성능을 보였다. 2023년 장마 사례에서는 선행시간이 3, 4주일 때 집중호우를 유발할 수 있는 대기 환경이 현업 예측보다 더 잘 조성되었으며, 강수 편차장에서도 집중호우가 재현되는 양상이 확인되었다. 이러한 개선은 극한예보지수(EFI) 분석에서도 일관되게 나타나 고해상도 예측자료가 장마 기간의 극한강수 환경을 보다 조직적으로 모의할 수 있음을 시사하였다. 반면, 2022년 집중호우 사례에서는 현업 예측모델과

고해상도 모델 모두 집중호우 발생을 재현하지 못하였으며, 이로 인해 해상도를 높이는 것만으로는 모든 극한강수 사례에서의 예측성이 향상된다고 보기 어렵다는 한계도 확인되었다.

기후예측모델의 객관적인 성능 변화를 평가하기 위한 계절 검증 체계를 구축하였다. 현재 북극 기후와 동아시아 몬순에 대한 체계가 확보되었으며, 각 검증 체계는 단순한 통계 검증을 넘어 해당 기후 모드에 특화된 진단 요소를 기반으로 모델의 성능을 평가한다. 또한, 정량적 개선율을 스코어카드 형식으로 제시하여 모델 변경에 따른 성능 차이를 직관적으로 파악할 수 있도록 하였다. 구축된 검증 체계는 모델 자료의 계절 단위 평가를 위한 범용적인 기반으로, 모델의 신뢰도에 대한 정보는 물론 모델 개발 및 고도화를 위한 과학적 근거를 제공할 수 있을 것이다. 구축된 검증 체계의 활용성을 보이기 위한 사례로, 현업 기후예측시스템 GC3.2를 기준으로 설정하여 향후 운영될 GC5.0의 모의 성능을 선제적으로 평가하였다.

북극 기후 진단 결과, 겨울철 AO 지수 경년변동성이 2배 이상 크게 개선되었고, 늦가을 유라시아 눈덮임에 따른 AO 발달의 프로세스는 유라시아 대륙에서 음의 AO와 유사한 패턴 모의의 개선을 보였다. 이는 상층 동서바람 편차 및 하층 하향 E-P flux 강도가 다소 개선된 효과로 보이나, 여전히 성층권 극 소용돌이 구조와 파동 전파를 과소모의하며 모델의 약한 대류권-성층권 상호작용을 나타낸다. 해빙의 경우, 바렌츠-카라해 해빙 손실에 따른 북극 온난화의 강도와 범위를 과소 모의하지만, 지역적인 연직 기온 및 순압 구조는 다소 개선되어 겨울철 WACE 패턴 모의가 개선되었다. 하지만 ERA5 대비 얇고 약한 연직 구조를 보이며 유의미한 상층 파동 전파 패턴을 모의하지 못하고, 이는 북극 지표 강제력이 상층 대기를 지나 중위도로 전달되는 것을 제한하게 된다. 따라서 북극-중위도 원격상관 모의에 있어, 북극 지역 연직 구조 및 상층 파동 전파 등 물리적 프로세스의 재현에 대한 개선이 필요할 것으로 판단된다.

동아시아 몬순 진단 결과, 여름 몬순의 경우 북태평양 고기압 모의 성능 개선으로 평균적인 강수대의 과소 모의 편차가 완화되었다. 그러나 열대-중위도 원격상관 모의 편차 증가로 강수의 경년변동성 예측성은 저하되었다. 겨울 몬순에서는 기온 평균장 한랭 편차가 심화되었으며, 동아시아 기압골 강화 및 제트 속력의 가속 및 남쪽 편향과 함께 나타났다. 기온 경년변동성의 예측성은 상대적으로 개선되었는데, 이는 기후 모드 예측성 향상과 모델 내부의 기온 반응 개선이 함께 있었기 때문으로 여겨진다. 두 모델 모두 동아시아 겨울 몬순의 구동력인 시베리아 고기압 및 그와 관련된 몬순 역학을 제대로 모의하지 못하는 공통적인 한계를 드러냈다.

본 연구는 hindcast를 기반으로 이루어진 기존의 기후 예측 모델 평가가 forecast의 성능을 과대평가할 수 있다는 점을 보완하고자, 기후 예측 모델의 forecast 성능을 직접 평가하고 분석하는 Python 기반의 패키지(FcstVerif)와 대시보드를 개발하였다. 이 패키지는 관측 및 모델 자료 전처리, 성능 지표 계산 및 시각화를 자동화하여 연구자와 운영자가 계절예보 서비스의 품질과 모델 개선 효과를 지속적으로 모니터링할 수 있도록 지원한다. 기상청 기후 예측 시스템(GloSea6GC3.2)의 2022년 1월부터 2024년 12월까지의 forecast 자료에 본 평가 체계를 적용한 결과, 2022년 10월 초기화 예측장부터 전 지구 해수면 온도의 예측 성능이 크게 향상되었음을 확인하였으며, 이는 forecast 양상불 개수 증가(42→82개)와 함께 cold-bias가 감소한 것이 주된 원인으로 분석되었다. 이 시스템은 계절예측의 신뢰도 관리 및 품질 향상에 필수적인 기반을 제공할 수 있을 것으로 기대된다.

계절내 기후예측 정보에 대한 수요가 점차 증가함에 따라 그 예측의 중요성도 증가하고 있다. 기후예측시스템의 예측성은 대부분 과거재현 자료를 기반으로 진단되고 있으며, 이는 잠재적 최대 예측성으로 실시간 예측자료의 예측성과는 차이가 있는 것으로 알려져 있다. 연구개발 과제에서는 계절내 시간규모에서 한반도 기후에 영향을 미치는 주요 기후모드의 시공간적 예측 특성과 불확실성을 진단하였다. 여름철 기후모드의 예측성은 예측자료를 직접 활용하기 어려운 것으로 진단되며, 진단된 오차 특성을 바탕으로 통계적 보정 방법을 통해 간접적으로 활용하는 방안을 제시하였다. 겨울철 기후모드의 예측성은 공간 예측성을 바탕으로 개별 기후모드의 최적 선행시간을 선별하여 제시하였다. 일련의 연구결과를 토대로 도출된 기후모드 예측장 활용방안은 현업 예보를 수행하는 기관에서 모델 예측자료 예측성을 개선하고 활용도를 높이는 효과를 가져올 것으로 기대된다. 이와 함께 모델 개발/개선을 담당하는 기관에도 연구결과를 공유하여 기후예측시스템의 문제점 개선을 위한 단서를 제공할 수 있다

목차

Executive Summary	i
국문 요약	iv
목차	vii
표 차례	ix
그림 차례	xi
1. 서론	1
2. 고해상도 하천유출모델 접합에 따른 기상청 기후예측시스템 현업화 평가	4
2.1. 연구 배경	4
2.2. 연구 자료 및 실험 구성	5
2.2.1. 기상청 기후예측모델 및 하천유출 성분모델 구조	5
2.2.2. 실험 구성	6
2.2.3. 관측자료	8
2.3. 결과	8
2.3.1. 하천유출 및 물용량 특성	8
2.3.2. 해양 반응	10
2.3.3. 대기 반응	26
2.4. 요약	31
3. 고해상도 예측자료의 활용성 평가	33
3.1. 연구 배경	33
3.2. 연구 자료	33
3.3. 결과	34
3.3.1. 이상기온	34
3.3.2. 이상강수	49
3.4. 요약	63
4. 북극 기후/동아시아 몬순 계절 검증 체계 구축	65
4.1. 체계 구성 및 실험 설계	65
4.2. 북극 기후 계절 검증 체계	66
4.2.1. 북반구 겨울철 기온 변동 주요 모드	66
4.2.2. 북극 진동 (AO)	68

4.2.3. 북극 해빙 (SIC)	75
4.2.4. 북극 기후 스코어카드 및 개선안 제시	84
4.3. 동아시아 몬순 계절 검증 체계	85
4.3.1. 동아시아 여름 몬순	85
4.3.2. 동아시아 겨울 몬순	93
5. 기후예측모델 실시간예측 평가체계 개발	101
5.1. 연구배경	101
5.2. 자료 및 방법	102
5.2.1. 자료	102
5.2.2. 방법론	103
5.3. 결과	104
5.3.1. 패키지 소개	104
5.3.2. Forecast 평가 체계를 활용한 GloSea6GC3.2 예측 성능 모니터링	111
5.4. 결론 및 요약	120
6. 기후예측시스템 예측자료의 기후모드 예측성 진단	122
6.1. 연구배경	122
6.1.1. 계절내 기후 예측	122
6.1.2. 기후모드와 원격상관	123
6.2. 자료 및 방법	125
6.3. 연구결과	127
6.3.1. 여름철 기후모드 예측 특성	127
6.3.2. 겨울철 기후모드 예측 특성	137
6.3.3. 원격상관 예측성 한계	151
6.4. 요약	154
7. 결론	155
사사	158
References	159
부록	168

표 차례

Table 2.1. Experimental design for operation (OPER) and high resolution TRIP-coupled (TRIP) experiments used in this study.	7
Table 2.2. Domains used for the atmospheric skill assessment.	30
Table 4.1. Key descriptions of GC3.2 and GC5.0.	66
Table 4.2. Pattern correlation (R) and standardized deviation ratio (σ) between observation 88	
Table 4.3. Main diagnostic results for East Asian summer monsoon simulation in GC5.0 compared to GC3.2.	92
Table 4.4. Pattern correlation (R) and standardized deviation ratio (σ) between observation 95	
Table 4.5. Main diagnostic results for East Asian winter monsoon simulation in GC5.0 compared to GC3.2.	100
Table 5.1. GloSea6GC3.2 forecast information used in this study.	102
Table 5.2. multi-category contingency table.	104
Table 5.3. Types of plots listed in ‘enabled_plot’ parameter in configuration.	108
Table 6.1 Cold & warm episodes by season based on the Oceanic Nino Index (ONI).	124
Table 6.2 Description of previous and current climate forecast systems operated by KMA.	126
Table 6.3 Monthly/annual mean temperature/precipitation, anomalies, and rankings of the Korean Peninsula emphasized during summer season.	128
Table 6.4 Comparison of climate index calculation methods.	131
Table 6.5 Classification of circumglobal teleconnection and Pacific-Japan pattern events by year and phase.	132
Table 9.6 Correlation coefficients of circumglobal teleconnection index and summer climate anomalies over Korea.	133
Table 6.7. Correlation coefficients of Pacific-Japan pattern index and summer climate anomalies over Korea.	135
Table 6.8. Monthly/annual mean temperature, anomalies, and rankings of the Korean Peninsula emphasized during winter season.	138
Table 6.9. Classification of Eurasian pattern and North Atlantic Oscillation events by year and phase.	141
Table 6.10. Correlation coefficients of North Atlantic Oscillation index and winter climate	

anomalies over Korea.145

그림 차례

Figure 2.1. Schematic diagram of component models in GloSea6, including the atmosphere (UM), ocean (NEMO), sea-ice (CICE), land surface (JULES), and river routing (TRIP), and their coupling through OASIS.	6
Figure 2.2. Comparison of (a) river sequence, (b) outflow direction, (c) river number, and (d) river storage in May between the OPER (1°) and TRIP (0.5°) experiment.	7
Figure 2.3. Time series of total river outflow at major river mouths (Yangtze, Amur, Mississippi, Congo, Ganges, and Amazon) for the OPER and TRIP experiments during 1993-2016. The central panel shows river storage and the geographical locations of the river basins.	9
Figure 2.4. Time series of total river outflow over Asia (60° -150° E, 10° S-60° N) for the OPER and TRIP experiments during JJA 1993-2016.	9
Figure 2.5. River storage over Asia (60° -150° E, 10° S-60° N) during JJA for the OPER and TRIP experiments.	10
Figure 2.6. (a) Surface salinity over the Indian Ocean and (b) vertical salinity averaged along 5° S-5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	11
Figure 2.7. Vertical zonal current averaged along 5° S-5° N from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	12
Figure 2.8. Sea surface temperature from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	13
Figure 2.9. (a) River number and (b) river outflow for the OPER and TRIP experiments during JJA.	14
Figure 2.10. Time series of total river outflow over Maritime continent (90° -110° E, 10° S-10° N) for the OPER and TRIP experiments during JJA 1993-2016.	14
Figure 2.11. JJA rainfall over Indian region (60° -90° E, 5° -30° N) and the classification of strong and weak monsoon years based on ± 0.75 standard deviation during 1993-2016.	16
Figure 2.12. Composite vertical salinity structures averaged along 5° S-5° N for (a) strong monsoon years, (b) weak monsoon years, and (c) their difference (strong-weak),	

based on OBS, OPER-OBS difference, and TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	17
Figure 2.13. Composite differences (strong-weak monsoon) of vertical salinity, zonal current, temperature averaged along 5° S-5° N, showing OBS, OPER-OBS difference, and TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	18
Figure 2.14. Anomaly correlations of vertical salinity, zonal current, temperature (averaged along 5° S-5° N) for the OPER and TRIP experiments against OBS during strong monsoon years, weak monsoon years, and their difference strong-weak).	19
Figure 2.15. (a) Surface salinity over the Pacific and (b) vertical salinity averaged along 5° S-5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	20
Figure 2.16. (a) SST over the Pacific and (b) vertical temperature averaged along 5° S-5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	21
Figure 2.17. (a) Surface salinity over the Pacific and (b) 5° S-5° N averaged vertical salinity from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during DJF.	22
Figure 2.18. (a) Surface salinity over the Pacific and (b) vertical salinity averaged along 5° S-5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	23
Figure 2.19. Time series of Nino3.4 index for observation, OPER and TRIP during (a) JJA and (b) DJF 1993-2016.	24
Figure 2.20. (a) Surface salinity and (b) SST and wind stress over the East Asia from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.	25
Figure 2.21. (a) Surface salinity and (b) SST and wind stress over the East Asia from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during DJF 1993-2016.	26
Figure 2.22. Climatological mean (OBS) and model differences (OPER-OBS and TRIP-OPER) for (a) 2m temperature and (b) precipitation during JJA 1993-2016.	28
Figure 2.23. Climatological mean (OBS) and model differences (OPER-OBS and TRIP-OPER) for (a) 2m temperature and (b) precipitation during DJF 1993-2016.	29

Figure 2.24. Anomaly correlation coefficient (ACC) for 2m temperature and precipitation over the globe, tropics, Northern Hemisphere, northern Eurasia, North America, and East Asia during (a) JJA and (b) DJF 1993–2016.	30
Figure 2.25. Summary of the high-resolution TRIP model applied to GloSea6.	32
Figure 3.1. Method for generating weekly forecast data (weeks 1–8) targeting 23–29 January 2023 in the operational prediction system.	33
Figure 3.2. Daily evolution of temperature from December 2022 to February 2023	34
Figure 3.3. Weekly mean 2-m temperature during 23–29 Jan 2023 of observation (left), operation (OPER; top), and high-resolution forecast (HRES; bottom). The OPER and HRES correspond to lead time of 3–6 weeks.	35
Figure 3.4. Difference of 2-m temperature between (top) OPER and observation, (bottom) HRES and observation	36
Figure 3.5. Same as in Figure 3.3 except for 2-m temperature anomalies	36
Figure 3.6. Distribution of 2-m temperature over South Korea (only land; 34–40N,124–130E) using ensemble members. The length of the boxes represent ensemble spread, horizontal lines in the boxes are the median value, and the closed circles are ensemble mean. The rightest box represents observation. The length of the rightest box represents spread of 24 years from 1993 to 2016, horizontal line is median, and the closed circle is average during 24 years.	37
Figure 3.7. Observational 500-hPa geopotential height anomaly (shaded), 850-hPa wind (vector), and 200-hPa jet (red contour) during early stage, developing stage, and outbreak stage.	38
Figure 3.8. Same as in Figure 3.7, except for OPER and HRES with from 6-weeks lead to 3-weeks lead.	39
Figure 3.9. Daily evolution of temperature from December 2024 to February 2025 (출처: 기상청 보도자료)	40
Figure 3.10. Same as in Figure 3.3 except for 2-m temperature during 3–9 February 2025	41
Figure 3.11. Same as in Figure 3.3 except for 2-m temperature anomalies during 3–9 February 2025	41
Figure 3.12. Same as in Figure 3.6 except for during 3–9 February 2025	42
Figure 3.13. Observational (top) mean sea level pressure (MSLP) anomaly, (bottom) 850-hPa wind (vector), and meridional wind (shaded) during developing stage, and outbreak	

stage.	43
Figure 3.14. MSLP anomalies of OPER and HRES during developing stage (1-week before cold surge event)	44
Figure 3.15. Same as in Figure 3.14 except for outbreak stage	44
Figure 3.16. Same as in Figure 3.14 except for 850-hPa meridional wind	45
Figure 3.17. Same as in Figure 3.14 except for 850-hPa meridional wind during outbreak stage	45
Figure 3.18. 2-m temperature bias of GloSea6 hindcast	46
Figure 3.19. (Top) Longitude-time plot of 500-hPa geopotential height, (Middle) latitude-time plot of 500-hPa geopotential height, and (bottom) latitude-time plot of 500-hPa meridional wind in case of extreme cold in January 2023.	47
Figure 3.20. (Right) 2-m temperature anomaly of observation, (Left) 2-m temperature EFI of OPER and HRES for 23-29 January 2023	48
Figure 3.21. Same as in Figure 3.20 except for 3-9 February 2025	49
Figure 3.22. Weekly precipitation (mm/day) during 8-14 August 2022	50
Figure 3.23. Same as in Figure 3.22 except for precipitation anomalies (mm/day)	51
Figure 3.24. Same as in Figure 3.22 except for precipitation ratio to climatology (%)	51
Figure 3.25. 500-hPa geopotential height anomalies (shaded), 850-hPa wind anomalies (vector), and 5880 gpm (red contour) of observation, OPER, and HRES during 8-14 August 2022	52
Figure 3.26. Same as in Figure 3.25 except for outgoing longwave radiation (OLR)	53
Figure 3.27. Same as in Figure 3.22 except for precipitation (mm/day) during 10-15 July 2023	53
Figure 3.28. Same as in Figure 3.22 except for precipitation anomalies (mm/day) during 10-17 July 2023	54
Figure 3.29. Same as in Figure 3.22 except for precipitation ratio (%) to climatology during 10-17 July 2023	55
Figure 3.30. Daily evolution of precipitation from 1 July to 25 July 2023 over South Korea (124.5E~129.5E, 34N~38.5N)	55
Figure 3.31. (Top) Daily precipitation, (middle) stretch deformation, and (bottom) 500-hPa geopotential height anomalies (shaded), 850-hPa wind anomalies (vector), 5880 gpm (red contour) of observation from 13 July to 16 July 2023	57

Figure 3.32. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 6-weeks lead	58
Figure 3.33. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 5-weeks lead	58
Figure 3.34. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 4-weeks lead	59
Figure 3.35. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 3-weeks lead	60
Figure 3.36. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 6-weeks lead	61
Figure 3.37. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 5-weeks lead	61
Figure 3.38. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 4-weeks lead	62
Figure 3.39. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 3-weeks lead	62
Figure 3.40. Summary of assessment of high-resolution forecast data performance	64
Figure 4.1. Workflow of the seasonal verification framework for the Arctic climate (left) and East Asian monsoon system (right).	65
Figure 4.2. (Left) Spatial patterns of the three leading EOF modes of wintertime T2M anomaly in NH(>30 ° N) without detrending. (Right) Normalized time series of the principal components (black) and indices (red and green). The second and third EOF modes are conducted with detrending to better elucidate the pattern.	67
Figure 4.3. Normalized time series of AO index from ERA5(black), GC3.2(blue) and GC5(red). 68	
Figure 4.4. Vertical structure of the zonal mean geopotential(Z), zonal wind(U) and temperature(T) regressed on the AO index. The hatched regions satisfy 95% confidence levels.	69
Figure 4.5. Snow cover extent anomalies regressed on the wintertime AO index in October (left) and November (right).	70
Figure 4.6. Composite differences of sea level pressure (SLP), 200hPa zonal wind (U200), 100hPa geopotential height (Z100) and 2m temperature (T2M) in wintertime between high and low EU_SCE. Hatched regions satisfy 95% confidence levels. 71	
Figure 4.7. Latitude-Pressure cross section of composite differences of the zonal-mean zonal wind (shaded), E-P flux (vectors) and E-P flux divergence (contours) between high and low EU_SCE.	72
Figure 4.8. Time-Pressure cross section of composite differences of the monthly mean area-averaged geopotential height anomalies in the region poleward of 65 ° N between high and low EU_SCE. Hatched regions satisfy 90% confidence levels. 73	
Figure 4.9. Spatial patterns of the sea level pressure (SLP), 500hPa geopotential (Z500),	

200hPa zonal wind (U200) and 2m temperature (T2M) in wintertime regressed on the AO index. The hatched regions satisfy 95% confidence levels.74

Figure 4.10. Spatial patterns of the mean bias (top) and ACC (bottom) of sea ice concentration in wintertime. The rightmost column shows the difference between models. The dotted regions satisfy 98% confidence levels.75

Figure 4.11. Monthly mean (a) and standard deviation (b) of sea ice concentration (SIC) anomalies averaged over BK (70–80 ° N, 30–70 ° E). The black, blue and red lines denote the HadISST, GC3.2 and GC5.76

Figure 4.12. Normalized time series of the BK SIC anomalies (left) and ART1 index (right). The black, blue and red lines denote the OBS, GC3.2 and GC5.76

Figure 4.13. Spatial patterns of sea ice concentration (SIC) and turbulent heat flux (THF) anomalies regressed on the November BK SIC loss and 2m temperature (T2M) anomalies regressed on the ART1 index in wintertime. The dotted regions satisfy 95% confidence levels.77

Figure 4.14. Longitude–Pressure cross section of 65–90 ° N averaged T (shaded) and Z (contour) anomalies regressed on the ART1 index in wintertime. The range of BK is marked by white lines.78

Figure 4.15. Spatial patterns of 300hPa, 500hPa and 850hPa T and Z anomalies regressed on the ART1 index in wintertime. The range of BK is marked by green lines.79

Figure 4.16. Spatial patterns of 250hPa geopotential height anomalies (shaded) and wave activity flux (vector) regressed on the November BK SIC loss in November (left) and DJF.80

Figure 4.17. Spatial patterns of the SLP, Z500, U200 and T2M anomalies in wintertime regressed on the ART1 index. The hatched regions satisfy 95% confidence levels.81

Figure 4.18. Hovmoller diagrams of 30–60 ° N averaged T2M anomalies regressed on the ART1 index from October to March.83

Figure 4.19. Regression maps of DJF and monthly T2M (shaded), Z500 (contour) and U200 (hatched) anomalies onto the ART1 index. The figures show the significant values above 90% confidence level.83

Figure 4.20. Arctic diagnostics scorecard and table for GC5.0 compared to GC3.2.84

Figure 4.21. Climatological mean (left column) for precipitation and 850–hPa wind (a; mm/day

and m/s; respectively), 500-hPa geopotential height (d; gpm), and 200-hPa zonal wind (h; m/s). The other columns show model bias for GC3.2 and GC5.0; respectively.86

Figure 4.22. Climatological 200-hPa zonal wind averaged over 100–150E for ERA5 (black), GC3.2 (blue), GC5.0 (red). Horizontal dashed lines indicate the latitude where the maximum speed occurs.87

Figure 4.23. Taylor diagram and Taylor skill score comparing the summer (JJA) climatology patterns of GC3.2 (blue) and GC5.0 (red) over the East Asia region (20–50N, 100–150E).88

Figure 4.24. Time series of the East Asian summer monsoon indices for ERA5 (black), GC3.2 (blue), GC5.0 (red). Abbreviations are EAR, East Asian Rainfall; WNPAC, Western North Pacific Anticyclone; MW, Monsoonal Wind; PG, Pressure Gradient; and EAJ, East Asian Jet. Values in parentheses are correlation coefficients with observations for each monsoon index. Statistical significance at the 95% and 99% confidence levels is denoted by single and double asterisks, respectively.89

Figure 4.25. Regressed precipitation (mm/day) and 850-hPa wind (m/s) anomalies on WNPAC in GC3.2 and GC5.0.90

Figure 4.26. Spatial patterns of climate anomalies regressed onto different indices in observation, GC3.2, and GC5.0. Top panel: Northern Indian Ocean (NIO) SST anomaly field (K) regressed onto the observed NINO3.4 index for winter (December–January–February). Middle panel: 850-hPa wind anomaly field (vectors; m/s) and its zonal wind component (shaded) regressed onto the NIO SST index (SST averaged over 0–25N, 40–100E). Bottom panel: Precipitation anomaly field (mm/day) regressed onto the WNPAC.91

Figure 4.27. Scorecard for quantitative improvement of East Asian summer monsoon simulation in GC5.0 relative to GC3.2.92

Figure 4.28. Climatological mean (left column) for 850-hPa wind and temperature (a; m/s and K; respectively), 500-hPa geopotential height (d; gpm), and 200-hPa zonal wind (h; m/s). The other columns show model bias for GC3.2 and GC5.0; respectively. 93

Figure 4.29. Climatological 200-hPa zonal wind (m/s) averaged over 100–150E for ERA5 (black), GC3.2 (blue), and GC5.0 (red). Horizontal dashed lines indicate the

latitude where the maximum speed occurs.	94
Figure 4.30. Taylor diagram and Taylor skill score comparing the winter (DJF) climatology patterns of GC3.2 (blue) and GC5.0 (red) over the East Asia region (20–50N, 100–150E).	95
Figure 4.31. Time series of the East Asian winter monsoon indices for ERA5 (black), GC3.2 (blue), GC5.0 (red). Abbreviations are N-mode, Northern mode; S-mode, Southern mode; MW, Monsoonal Wind; PG, Pressure Gradient; EAT, East Asian Trough; and EAJ, East Asian Jet. Values in parentheses are correlation coefficients with observations for each monsoon index. Statistical significance at the 95% and 99% confidence levels is denoted by single and double asterisks, respectively.	96
Figure 4.32. Spatial patterns of the northern mode and southern mode (i.e., the first and second EOF modes) of 2-m temperature (K) over East Asia (0–60N, 100–140E) for ERA5, GC3.2, and GC5.0. Percentages indicate explained variance, and the pattern correlation coefficient (PCC) is noted in the bottom right.	97
Figure 4.33. Regressed fields of 2-m temperature (T2M; K), 850-hPa wind (UV850; m/s), 500-hPa geopotential height (Z500; gpm), and 200-hPa zonal wind (U200; m/s) onto the Siberian High index (SHI). Results are shown for ERA5 (left column), GC3.2 (middle column), and, GC5.0 (right column).	98
Figure 4.34. Regression maps associated with the AO and NINO3.4 index for ERA5 (a, d), GC3.2 (b, e), and GC5.0 (c, f). (Top panel) 2-m temperature (T2M; shaded; K) and 500-hPa geopotential height (Z500; contour interval = 3 gpm; thicker contour lines indicate greater values) regressed onto the Arctic Oscillation index (AOI). (Bottom panel) 850-hPa wind and temperature (UVT850; m/s and K; respectively) regressed onto the NINO3.4 index (NINO3.4I). Magnitude of vectors less than 0.1 m/s is omitted.	99
Figure 4.35. Scorecard for quantitative improvement of East Asian winter monsoon simulation in GC5.0 relative to GC3.2.	100
Figure 5.1. Flowchart of FcstVerif python package	105
Figure 5.2. Web dashboard. Snapshot of ‘Overview’ mode.	109
Figure 5.3. Web dashboard. Snapshot of ‘Detailed plot’ mode.	110
Figure 5.4. Web dashboard. Snapshot of ‘Indices’ mode.	111
Figure 5.5. Forecast ACC trajectory of global Sea surface temperature (SST), 2m temperature,	

precipitation, 500hPa geopotential height. Global SST is calculated from 60° S to 60° N.	113
Figure 5.6. (upper) Nino3.4 and (lower) IOD index trajectory.	114
Figure 5.7. Anomaly trajectory (lines) and ACC of lead-1m (bar). In order of global SST, 2m temperature, precipitation, 500hPa geopotential height.	115
Figure 5.8. Anomaly trajectory (lines) and ACC of lead-1m (bar) for East Asia SST.	116
Figure 5.9. Global SST forecast field targeted January 2023 and its bias field. (upper) OISST anomaly of January 2023, (middle) forecast anomaly for January 2023 initialized from Jul 2022 to Dec 2022, (bottom) bias fields.	117
Figure 5.10. East Asia SST forecast field targeted January 2023 and its bias field. (upper) OISST anomaly of January 2023, (middle) forecast anomaly for January 2023 initialized from Jul 2022 to Dec 2022, (bottom) bias fields.	118
Figure 5.11. Scatter plots of Nino3.4 intensity and ACC for global t2m by lead-time.	119
Figure 5.12. (upper) Scatter plots of ENSO intensity and t2m ACC by initialization. (lower) ENSO index plum at each initialization. (left) initialized at August 2022 (forecast for 2022SONDJF) (right) initialied at March 2023 (forecast for 2023AMJJAS).	120
Figure 6.1. Forecast skill relative to forecast range and main sources of predictability of weather and climate forecasts (Adopted from Lukas and Payton (2020)).	122
Figure 6.2. Historical global average temperature change and ENSO.	124
Figure 6.3. Major climate variability modes affecting the Northern hemisphere mid-latitudes during summer and winter season.	125
Figure 6.4. Components of skill assessment and diagnostics for climate forecast system.	127
Figure 6.5. Correlations of 200hPa geopotential height and sea level pressure anomalies with circumglobal teleconnection (top) and Pacific-Japan pattern (bottom).	129
Figure 6.6. Anomaly correlation coefficients of 200hPa geopotential height and sea level pressure between GloSea6 hindcast and ERA5 reanalysis.	130
Figure 6.7. Daily indices of circumglobal teleconnection (left) and Pacific-Japan pattern (right). 131	
Figure 6.8. Daily (gray) and weekly (black) indices of circumglobal teleconnection (left) and Pacific-Japan pattern (right) with defined events (circle).	132
Figure 6.9. Daily (left) and weekly (right) variation of circumglobal teleconnection and observed temperature anomalies over Korea.	133

Figure 6.10. Daily (left) and weekly (right) variation of Pacific-Japan pattern and observed temperature anomalies over Korea.	134
Figure 6.11. Composite of 200hPa geopotential height anomalies during positive phase of circumglobal teleconnection in reanalysis (R) and climate forecast system (W1-8). 135	
Figure 6.12. Predictability of upper-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of circumglobal teleconnection.	136
Figure 6.13. Composite of 850hPa zonal wind anomalies during positive phase of Pacific-Japan pattern in reanalysis (R) and climate forecast system (W1-8).	136
Figure 6.14. Predictability of lower-level atmosphere over western North Pacific and East Asia during positive phase of Pacific-Japan pattern.	137
Figure 6.15. Predictability of circumglobal teleconnection and Pacific-Japan pattern indices based on forecast lead time.	137
Figure 6.16. Correlations of 500hPa geopotential height anomalies with Eurasian pattern (top) and North Atlantic Oscillation (bottom).	139
Figure 6.17. Anomaly correlation coefficients of 500hPa geopotential height between GloSea6 hindcast and ERA5 reanalysis.	140
Figure 6.18. Daily indices of Eurasian pattern (left) and North Atlantic Oscillation (right). ...	140
Figure 6.19. Daily (gray) and weekly (black) indices of Eurasian pattern (left) and North Atlantic Oscillation (right) with defined events (circle).	141
Figure 6.20. Daily (left) and weekly (right) variation of Eurasian pattern and observed temperature anomalies over Korea.	142
Figure 6.21. Correlation coefficients of Eurasian pattern index and winter climate anomalies over Korea.	143
Figure 6.22. Daily (left) and weekly (right) variation of North Atlantic Oscillation and observed temperature anomalies over Korea.	144
Figure 6.23. Composite of 500hPa geopotential height anomalies during positive phase of Eurasian pattern in reanalysis (R) and climate forecast system (W1-8).	146
Figure 6.24. Predictability of mid-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of Eurasian pattern.	146
Figure 6.25. Composite of 500hPa geopotential height anomalies during positive phase of North Atlantic Oscillation in reanalysis (R) and climate forecast system (W1-8).	147

Figure 6.26. Predictability of mid-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of North Atlantic Oscillation.147

Figure 6.27. Predictability of Eurasian pattern and North Atlantic Oscillation indices based on forecast lead time.148

Figure 6.28. Correlations of 500hPa geopotential height (left) and 2m temperature (right) anomalies with Arctic Oscillation (top) and North Atlantic Oscillation (bottom). ·148

Figure 6.29. Daily (left) and weekly (right) variation of Arctic Oscillation and observed temperature anomalies over Korea.149

Figure 6.30. Composite of 500hPa geopotential height anomalies during positive phase of Arctic Oscillation in reanalysis (R) and climate forecast system (W1~8).150

Figure 6.31. Predictability of mid-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of Arctic Oscillation.150

Figure 6.32. Mean biases of the 200hPa zonal winds (left) and precipitation (right) in GloSea6-GC3.2.152

Figure 6.33. Mean biases of the 200hPa zonal winds (left) and 500hPa geopotential height (right) in GloSea6-GC3.2.153

Figure 6.34. Utilization of climate forecast system diagnostic results within the Research-to-Operation process.154

1. 서론

계절예측모델은 대기-해양-지면-해빙 간의 복잡한 상호작용을 통합적으로 고려하여 전지구 기후 변동성을 예측하는 데 중요한 역할을 한다. 이 중에서도 육지에서 해양으로 전달되는 담수는 해양 표층의 염분과 혼합층 구조를 조절하여 지역적 SST, 수직 안정도, 대기-해양 상호작용에 영향을 미치는 주요 요소로 알려져 있다. 그러나 현업 GloSea6에서 사용 중인 하천유출 모델 구성은 하천 유로의 형태와 하구 위치를 충분히 재현하지 못하여 연안 지역의 염분, 온도 오차와 혼합층 왜곡을 유발하고, 이는 예측성능에 부정적 영향을 줄 가능성이 있다. 이러한 이유로 지난 3년간(2022-2024년) 고해상도 TRIP(0.5° , 0.125°) 접합과 하천유출계수 및 ancillary 정보의 재구성이 진행되어 물리적 일관성이 향상된 것으로 판단되나, 단기 실험 중심의 평가에서는 장기적이고 계절별 영향까지 충분히 규명하기에 한계가 있었다. 고해상도 하천유출모델 접합이 GloSea6의 해양·대기 구조와 계절별 예측성에 어떤 변화를 유도하는지를 장기간·전구적 관점에서 평가할 필요가 있다. 특히 담수 경로 조정이 주요 기후 도메인에서 어떠한 구조적 변화를 만들어낼 가능성이 있으며, 이러한 변화가 계절에 따라 배경장에 어떤 방식으로 영향을 미치는지를 정량적으로 분석한다. 본 연구는 아태기후센터 테스트베드를 기반으로 전체 hindcast 기간을 대상으로 고해상도 하천유출모델 접합의 효과를 과학적·운영적 관점에서 통합적으로 검토하는 것을 목표로 한다. 이를 통해 구조적 편향 완화 여부, 예측 성능 유지 가능성, 수직 안정성 등 현업 적용의 핵심 요소를 함께 평가하고, 고해상도 TRIP 기반 계절예측시스템이 장기적으로 운영 환경에 적용될 수 있는지를 판단하고자 한다.

기후변화로 인해 한파, 집중호우, 장마 등 극한기후 현상이 빈번하게 발생하면서 이들 현상을 정확히 예측하기 위한 과학적 기반의 필요성이 더욱 커지고 있다. 이러한 극한현상은 대규모 대기순환과 지역적 대류활동, 복잡한 지형 효과가 상호 작용하여 발생하기 때문에, 예측의 정밀도를 높이기 위해서는 미세한 물리과정까지 모의할 수 있는 고해상도 예측자료의 활용이 필수적이다. 특히, 한반도와 같이 해양과 산악지형이 복합적으로 존재하는 지역에서는 모델의 해상도가 낮을수록 국지적 강수 분포나 한파의 세부 구조를 재현하기 어렵기 때문에 고해상도 모델은 이러한 지역 특성을 보다 정밀하게 반영함으로써 극한기후의 공간적 패턴과 강도를 개선할 수 있다.

최근 국내외 여러 연구와 현업 기관들의 결과는 고해상도 예측모델이 극한기후 예측성능 향상에 기여할 수 있음을 보여주고 있다. ECMWF는 전구 예측모델의 공간 해상도를 약 2배 향상시킨 이후 기온 및 지표 변수의 오차가 유의하게 감소하였으며, 특히 해안-내륙 경계 지역의 예측 정밀도가 개선되었음을 보였다(Hólm et al. 2016). 아일랜드 기상청은 2.5km 해상도의 지역 앙상블 시스템(IREPS)을 운영하여 국지성 강수 및 대류 활동의 공간 구조를 세밀하게 재현함으로써 지역 맞춤형 예보체계의 가능성을 제시하였다(Flattery et al. 2023). 인도열대기상연구소(IITM)는 열대 몬순지역을 대상으로 6.5km 해상도의 고해상도 전구모델(HGFM)을 개발하여 기존 모델이 과소모의하던 극한 강수와 열대저기압 활동의 재현성을 향상시켰다(Krishna et al. 2025). 또한 IBM의 Deep Thunder 프로젝트는 수십미터~수킬로미터 수준의 초고해상도 예측을 도시 단위 재해대응 시스템에 접목하여 고해상도 예측의 응용적 가치를 실증하였다.

국내에서도 기상청과 대학·연구기관이 WRF 기반의 1km 내외 고해상도 예측을 통해 한

반도 집중호우 사례의 강수 분포와 정체전선 위치를 개선한 연구 결과를 보고한 바 있다. 이러한 선행연구들은 공통적으로 해상도 향상이 지형효과·대류활동·국지성 강수의 모의 정확도를 높인다는 점을 보여주며, 특히 동아시아와 같이 지형이 복잡하고 기후변동성이 큰 지역에서 고해상도 예측이 극한기후 예측성 향상에 실질적 기여를 할 수 있음을 시사한다.

그러나, 극한기후 예측은 단순히 공간 해상도를 높이는 것만으로 해결되지 않는 복합적인 과제이기도 하다. 예측의 선행시간이 짧을 때는 초기조건 불확실성이, 장기 예측에서는 대기 내 비선형적 상호작용과 물리모수화 과정의 불완전성이 예측 한계를 결정짓는다. 따라서, 고해상도 예측모델의 예측성은 향후 물리·역학 과정의 개선과 병행될 때 극한기후 대응을 위한 예측시스템 고도화의 핵심적 기반으로 기능할 수 있다.

기후예측모델이 생산하는 예측 결과의 신뢰성 확보 및 정확도 향상은 기후 대응 역량을 강화하는 데 있어 필수적인 과정이다. 이를 실현하기 위해서는 기후예측모델이 가지는 객관적인 성능을 체계적으로 평가하고 문제점을 진단할 수 있는 정교한 검증 체계를 정립하는 것이 중요하다. 이러한 배경 하에, 모델 자료의 계절 단위 예측 성능을 종합적으로 분석할 수 있는 계절 검증 체계를 구축하였으며, 이번 연도에는 해빙 및 북극 진동을 포함하는 북극 기후 변동성과 동아시아의 여름 몬순 및 겨울 몬순에 대한 체계 개발에 중점을 두었다. 각 체계는 단순한 통계적 검증 지표를 넘어 해당 기후 모드에 특화된 진단 평가 요소를 기반으로 구성되었으며, 이를 통해 주요 기후 인자들에 대한 표준화된 예측 검증 결과를 일관성 있게 제시하고 모델이 내포하는 구조적 오차를 파악하여 개선 방향을 도출할 수 있도록 하였다. 추가적으로, 진단 요소에 대한 정량적 평가 결과를 스코어카드를 통해서 시각화함으로써 모델 간 성능 변화를 직관적으로 파악할 수 있도록 구현하였다. 이러한 체계적인 검증 체계 구축과 활용은 기후예측모델의 과학적 기반을 확고히 다지는 동시에, 예측 정보의 실무적 활용성 또한 높일 수 있을 것으로 기대된다. 기상청은 2021년 말 GloSea5-GC2.0을 GloSea6-GC3.2로 업그레이드하여 현업 계절 예보에 활용 중이며, 향후 차기 기후예측시스템인 GC5.0의 도입 및 현업 운영을 계획하고 있다. 따라서 본 보고서는 개발된 계절 검증 체계를 기반으로 하여, 향후 도입될 기후예측모델 GC5.0을 선제적으로 평가한 결과를 중점적으로 다루고자 한다.

최근 기후 예측 모델의 표준화된 평가 체계 구축이 활발히 진행되며, 자료 전처리, 성능 지표 표준화, 재현할 수 있는 평가 파이프라인 구축에 관한 관심이 높아지고 있다. 국제적으로 ESMvalTool과 같은 오픈소스 진단 패키지를 개발하고 있으며, 국내에서도 APCC와 KIAPS등에서 기후예측 시스템 개선을 위한 표준화된 평가 체계를 구축하고 있다. 그러나 기존 연구는 주로 hindcast 기반 평가에 집중되어 왔으며, 초기조건, 자료동화, 외부강제력 등의 차이로 인해 hindcast기반 평가는 실제 forecast성능을 과대평가할 수 있다는 점이 지적되고 있어 forecast 기반 평가의 중요성이 부각되고 있다. 특히 ENSO를 포함한 일부 예측변수에서 forecast는 hindcast 대비 신뢰성과 일관성이 낮다고 보고되고 있다. 본 연구에서는 이러한 요구에 대응하여 실제 forecast성능을 직접 평가하고 시각적으로 기록할 수 있는 Python 기반 패키지를 개발하였으며, 주요 대기변수별 예측성능 변화 추이와 모델 개선 효과를 모니터링 할 수 있는 대시 보드를 구축하여 운영 및 연구 활용성을 높이고자 하였다.

기상 R&D 중장기 추진전략(2018~2027)에는 실효성 높은 상세 기후예측정보 제공을 위해

GloSea6 기반의 장기전망 불확실성 특성을 파악하는 내용을 포함하고 있으며, 기후업무발전 기본계획(2023~2027)에서는 계절내 규모 변동성 예측 연구를 통한 이상기상 예측시스템 구축을 위해 동아시아 및 열대 기후계의 계절내 변동 모델 검증 기술을 개발하는 내용을 담고 있다. 수일 단위의 단기예보와 수개월 단위의 장기예보 사이에 해당하는 계절내(2주~2개월) 예측은 최신 기술이 적용된 기후예측모델에서도 여전히 상당한 예측성 한계를 가지는 도전적인 영역이다. 그럼에도 불구하고 계절내 시간규모에서 기후예측시스템의 예측성 진단은 매우 부족하며, 예보관들 또한 예측자료 활용에 어려움을 경험하고 있다. 본 연구개발 과제는 기상청 현업 중장기예보의 현안 해결을 위한 수요과제로 기상청 기후예측모델 실시간 예측자료에서 나타나는 기후모드 예측 특성을 상세히 분석하고 불확실성을 진단하고자 한다. 진단 결과를 바탕으로 기후모드별 최적 예측장 활용 방안을 도출하여 예측자료 정확성과 활용성 모두 최대로 향상시키는 것을 목표로 한다.

2. 고해상도 하천유출모델 접합에 따른 기상청 기후예측시스템 현업화 평가

2.1. 연구 배경

기상청 기후예측시스템(GloSea6)은 대기-해양-지면-해빙을 통합적으로 모의하는 계절예측 모델로서, 육지로부터 담수 이동을 하천유출모델(TRIP; Total Runoff Integrating Pathways, Oki and Sud 1988)을 통해 해양으로 전달하는 구조를 갖는다. 하천을 통해 유입되는 담수는 해양 표층 염분과 혼합층의 안정도, 그리고 연직 혼합과 같은 기본적인 해양 물리 과정을 조정하는 역할을 수행하며, 이러한 변화는 지역적 SST 구조와 대기-해양 상호작용 특성에도 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 따라서 하천유출의 공간 분포와 유량 규모가 얼마나 정확하게 표현되는지는 예측 시스템의 해양 오차 형성 과정 및 계절 예측성 유지와도 직접적으로 연결되는 중요한 요소이다.

그러나 현업에서 운영되는 1° TRIP 구성은 하천망의 해상도와 유로 구조가 단순화되어 있어, 실제 지형 및 유역 연결성을 충분히 반영하지 못하는 구조적 한계를 지닌다. 이로 인해 하구 위치가 실제와 다르게 표현되거나, 담수가 넓은 범위로 과도하게 확산되는 현상이 발생할 수 있으며, 이는 연안 염분 구조 왜곡, 혼합층 두께 오차, 표층 온도 오차 등의 문제로 이어질 가능성이 있다. 이러한 연안·하구 기반의 오차는 상층 해양 구조 뿐 아니라 대기 경계층의 열·수분 분포 및 국지적 대기-해양 상호작용에도 영향을 줄 수 있어, 결국 계절예측 성능에 부정적 영향을 줄 수 있다는 우려가 지속적으로 제기되어 왔다.

이에 지난 3년(2022-2024년) 동안 아태기후센터에서는 0.5° 와 0.125° 해상도의 고해상도 TRIP을 구축하여 GloSea6에 접합하는 연구를 수행하였다. 이 과정에서 하천유출계수(사행률, 속도)를 수정하고, 하천흐름, 하천방향, 하천용량, 하구정보 등 필수 ancillary 자료를 해상도에 맞게 재구성하여 모델 내 유출 체계의 물리적 일관성을 확보하고자 하였다. 고해상도 하천망 적용을 통해 하천의 흐름 경로가 실제 지형에 더욱 근접하도록 조정되었으며, 기존 1° 구성에서 나타나던 과도한 하천 저장량 문제도 개선되는 것으로 나타났다. 다만, 이러한 연구는 주로 단기간 또는 특정 계절을 중심으로 수행된 실험에 기반하였기 때문에, 고해상도 TRIP의 효과가 다양한 기후 배경 상태와 장기 예측 기간에서 일관되게 나타나는지에 대한 여부를 충분히 평가하기에는 한계가 있었다.

따라서 2025년에는 아태기후센터 테스트베드를 활용하여 1993-2016년 전체 hindcast 기간을 대상으로 고해상도 TRIP 접합이 GloSea6의 계절별 해양 및 대기 구조, 그리고 장기예측성에 미치는 영향을 체계적으로 검증할 필요성이 제기되었다. 특히 이러한 장기 및 다계절 평가를 통해 TRIP 접합의 효과가 특정 지역이나 특정 계절에 국한된 일시적 변화인지, 혹은 구조 개선으로 이어질 수 있는 물리적 조정인지 확인하는 과정이 필수적이다. 더 나아가, TRIP을 현업 계절예측시스템에 적용하기 위해서는 구조적 편향 개선 여부뿐 아니라 전체 예측 모델의 안정성, run-time 부담, 예측 성능 유지 여부, 특정 지역에서의 국지적 반응 특성 등을 종합적으로 검토해야 한다.

본 연구는 이러한 기술적·운영적 요구를 충족하기 위해, 고해상도 TRIP 접합이 수문-해양-대기 연쇄 과정에서 어떠한 구조적 변화를 유도하는지, 그 변화가 계절, 해역, 배경 순환 조건에 따라 어떻게 달라지는지, 그리고 예측 성능 및 운영 안정성 측면에서 어떠한 의미를 갖는지를 종합적으로 규명하고자 한다. 이를 통해 고해상도 TRIP 기반 기후예측시스템의 장기적 현업 적용 타당성을 평가하는 것을 본 연구의 목표로 한다.

2.2. 연구 자료 및 실험 구성

2.2.1. 기상청 기후예측모델 및 하천유출 성분모델 구조

기상청 기후예측모델 GloSea6는 대기(UM), 해양(NEMO), 지면(JULES), 해빙(CICE)이 접합된 예측시스템으로(Figure 2.1), Rose/Cylc 기반 워크플로우에서 네 성분이 단계적으로 연동되는 구조를 갖는다. 지면모델(JULES)은 강수, 증발산, 토양수분 등 육상 수문 과정을 계산하며, JULES에서 산출된 유출 성분은 하천유출모델(TRIP)으로 전달되어 격자 단위의 유량을 하구까지 이동시킨다. 이와 같이 GloSea6의 육상-해양 연결은 독립된 모듈 간 단순 교환이 아니라 연속적인 물리 과정 기반으로 구성되며, 하천망 정보와 유출 경로는 TRIP의 ancillary 자료에 의해 정의된다.

현업에서 사용되는 1° TRIP 구성은 river number, river sequence, outflow direction, river storage의 ancillary가 비교적 단순한 해상도로 구축되어 있어, 복잡한 유역 구조를 세밀하게 반영하기 어렵다. 특히 단일 격자에 다수 유로가 중첩되는 구조와 과대 river storage는 하천계 연결성을 약화시켜 유량 전달의 시공간적 특성을 제한할 가능성이 있다. 이러한 한계는 알고리즘 자체의 오류라기보다는 해상도 제약에서 비롯된 구조적 특징이다.

이 문제를 보완하기 위해 2022-2024년 동안 아태기후센터는 0.5° 및 0.125° 고해상도 TRIP을 구축하고, 해당 해상도에 적합한 ancillary 자료를 새로 생성하였다. 또한 0.5° TRIP 최적화 실험을 바탕으로 사행률(meandering)과 유속(velocity)을 재조정하여 유량 전달 경로의 물리적 일관성을 강화하는 방향의 개선을 적용하였다. 이러한 조정은 TRIP 알고리즘을 변경한 것이 아니라 하천망 해상도 향상과 유로 연결성 개선을 통해 육상-하천-해양 연계 과정의 표현을 보다 세밀하게 구현하도록 한 것이다.

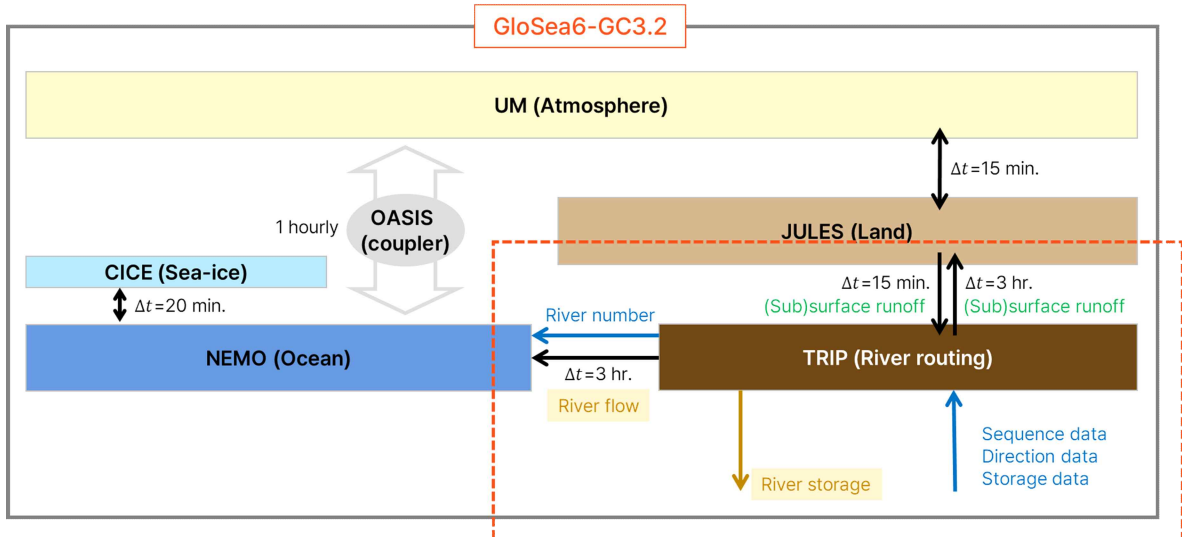


Figure 2.1. Schematic diagram of component models in GloSea6, including the atmosphere (UM), ocean (NEMO), sea-ice (CICE), land surface (JULES), and river routing (TRIP), and their coupling through OASIS.

2.2.2. 실험 구성

본 연구에서는 대기(N216)와 해양(ORCA0.25) 구성은 현업 GloSea6(OPER)와 동일하게 유지 하되, 하천유출모델의 해상도 및 계수를 변경한 TRIP 실험을 수행하였다. 두 실험 간 차이는 하천유출모델 해상도(OPER: 1° , TRIP: 0.5°)와 하천유출계수(meandering, velocity), 그리고 고 해상도에 적합하게 재구성된 river storage, river number, river sequence, outflow direction의 ancillary 자료에 있다. 이러한 차이를 제외한 나머지 구성은 동일하게 유지하여, TRIP 구성 변경에 따른 영향이 최대한 분리되어 진단될 수 있도록 설계하였다.

계절별 비교를 위해 여름철(5/9, 5/17, 5/25, 6/1)과 겨울철(11/9, 11/17, 11/25, 12/1)에 대해 각각 1993-2016년 기간의 hindcast를 생산하였으며, 모든 초기날짜에 대해 3개 앙상블을 생산 하였다. TRIP 실험의 하천유출계수는 2024년 수행된 고해상도 최적화 실험 결과를 반영하여 meandering 0.525, velocity 0.5로 설정하였고, OPER 실험에서는 기존값인 meandering 1.4, velocity 0.4 값을 유지하였다(Table 2.1).

OPER 실험에서는 기본적으로 하천유출변수가 기본적으로 출력되지 않기 때문에, TRIP 실험과의 정량적 비교를 위해, OPER 구성에 동일한 출력변수를 추가 산출하는 보조 실험을 병행하였다. 이를 통해 river storage, river outflow의 핵심 수문 변수를 동일 기준에서 비교할 수 있도록 하였다

Figure 2.2는 OPER와 TRIP에서 사용된 주요 ancillary 자료의 공간 분포를 제시한 것이다. 고해상도 TRIP에서는 river sequence가 더 촘촘하게 연결되고, outflow direction은 격자 단위에서 더 세분화되어 나타난다. 또한 river number는 공간적 변동성이 증가해 하구가 보다 세밀하게 구분되며, river storage는 OPER 대비 국지적으로 집중된 형태를 보인다. 이러한 차이는 TRIP 적용 시 하천 관련 변수가 더 높은 공간 해상도로 표현됨을 보여준다.

Table 2.1. Experimental design for operation (OPER) and high resolution TRIP-coupled (TRIP) experiments used in this study.

	OPER	TRIP	
초기날짜	여름철(5/9,17,25,6/1) 및 겨울철(11/9,17,25,12/1)		
기간	Hindcast 기간 1993-2016년 (총 24년)		
	적분기간 144일		
앙상블	3		
하천 유출계수	Meandering	1.4	0.525
	Velocity	0.4	0.5
해상도	하천유출	$1^\circ \times 1^\circ$	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$
	대기	N216(~60km)	
	해양	ORCA0.25(~25km in equator)	

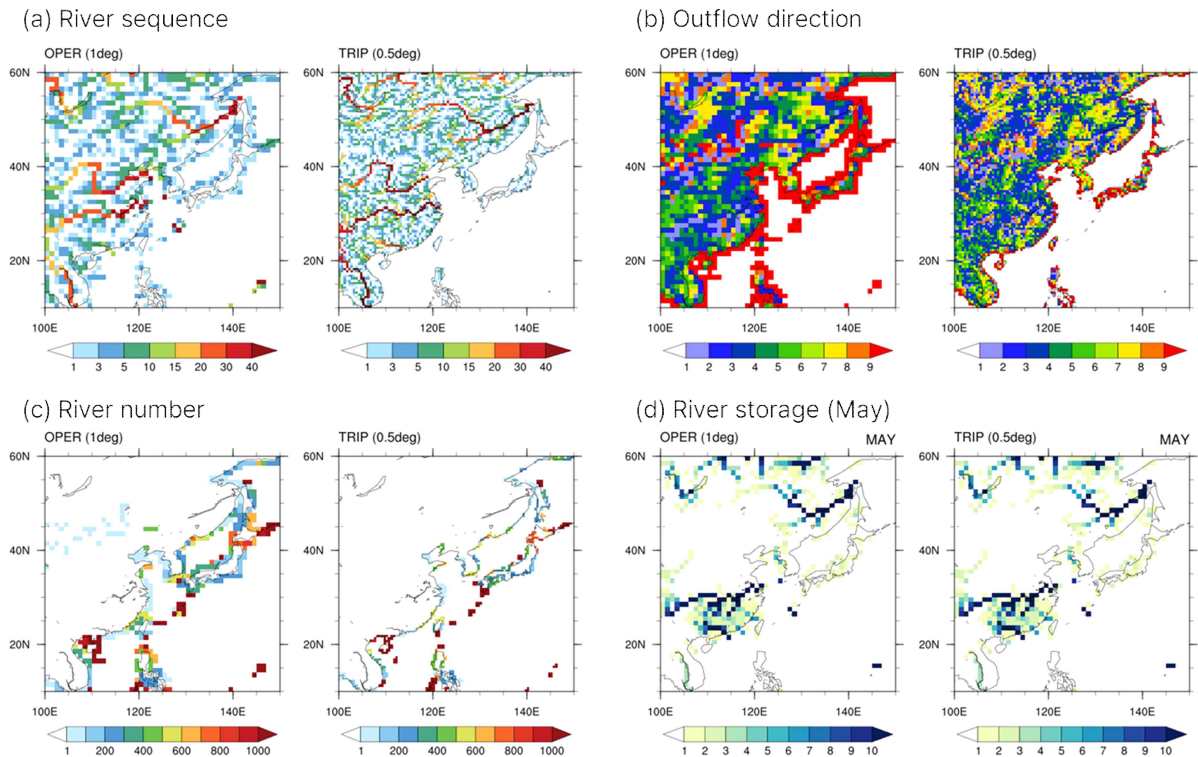


Figure 2.2. Comparison of (a) river sequence, (b) outflow direction, (c) river number, and (d) river storage in May between the OPER (1°) and TRIP (0.5°) experiment.

2.2.3. 관측자료

TRIP 접합에 따른 해양·대기 구조 변화를 평가하기 위해 해양, 대기, 강수에 서로 다른 관측 기반 재분석 자료들을 활용하였다. 해양 변수는 ECMWF의 결합 해양 재분석자료인 ORAS5(Ocean ReAnalysis System 5)를 사용하였으며, SST, 염분, 동서 해류 등 상층 및 연직 구조의 평가에 적용하였다. 대기 변수는 ERA5(ECMWF Reanalysis v5)를 사용하여 기온을 포함한 대기상태를 비교하였다. 두 재분석 자료는 모델 구성보다 높은 해상도를 갖기 때문에, 해상도 차이를 보정하기 위해 ORAS5는 ORCA0.25 격자에, ERA5는 N216 대기 격자에 맞춰 보간하였다. 강수 평가는 전지구 강수 관측 기반 합성장인 GPCP(Global Precipitation Climatology Project) 월평균 자료를 사용하였다. GPCP의 상대적으로 낮은 해상도 특성을 고려하여, 모델 강수장을 GPCP 격자로 보간한 후 비교를 수행하였다. 모든 관측자료는 1993-2016년의 동일 기간을 적용하여 분석의 일관성을 확보하였다.

2.3. 결과

본 연구의 결과를 해석함에 앞서 우선 고려해야 할 점은 관측과 OPER 간의 절대 오차(OBS-OPER)가 OPER-TRIP 간 변화 신호보다 훨씬 크게 나타난다는 사실이다. TRIP 적용으로 인한 변화는 주로 연안 및 표층의 구조 조정에 해당하며, 전지구적 편향을 좌우하는 대규모 해양-대기 순환까지 변경시키기에는 규모가 제한적이다. 실제로 대부분의 변수에서 OPER-TRIP 차이는 OBS-OPER 대비 매우 작은 폭으로 나타나므로, 결과 해석 시 절대값 변화만으로 개선 여부를 판단하기보다 스케일바의 범위 차이를 반드시 확인해야 한다. 이러한 점을 고려하여, 절대 편향 감소 보다는 두 실험간 상대적 공간 패턴 변화, 구조적 일관성, 그리고 조정 방향성에 중점을 두어 평가를 수행하였다.

2.3.1. 하천유출 및 물용량 특성

하천유출 특성 비교할 때 가장 먼저 고려해야 할 점은 TRIP 실험과 OPER 실험 간의 구조적 차이이다. 두 실험은 하천망 해상도 뿐 아니라 유로 구조와 하구 위치 자체가 다르기 때문에, 개별 하구에서의 담수량을 절대적(1:1) 기준으로 비교하는 데에는 근본적인 한계가 존재한다. 더불어 전지구 규모에서 장기간의 고해상도 담수유출 관측자료 부재하다는 점 역시 절대적인 정확도 검증은 어렵게 하는 제약으로 작용한다. 이러한 배경을 고려하여, 본 연구에서는 하천유출 평가 시 절대량의 정확도보다는 두 실험 간 상대적 변화 양상과 공간 패턴의 일관성에 중점을 두어 해석을 수행하였다.

Figure 2.3에서 주요 유역의 river outflow 시계열을 비교하면, TRIP 실험은 대부분의 유역에서 OPER보다 더 큰 담수 방출량을 모의하는 경향이 나타난다. 이러한 차이는 하천망 해상도 향상과 유출계수 설정 차이가 결합되면서 유로 표현이 세분화되고, 총 유출량의 규모가 재조정된 결과로 이해할 수 있다. Figure 2.4에서도 확인되듯, 아시아 도메인(60° -150° E, 10° S-60° N)의 총 담수 방출량은 TRIP 실험에서 일관되게 더 크게 나타나며, 두 실험 간 차이는 대체로 20~30% 수준이다. 이러한 증가 경향은 고해상도 하천망과 조정된 유출계수가 복합적으로 반영된 결과로 볼 수 있다.

Figure 2.5의 river storage 분포 역시 두 실험 간의 구조적 차이를 명확하게 보여준다. OPER 실험에서는 아시아 중·상류 지역에 걸쳐 광역적인 저장량 확장이 뚜렷하게 나타나는 반면, TRIP 실험에서는 저장량이 보다 국지적이고 하천 주변으로 집중되는 형태가 확인된다. 이는 고해상도 하천망 적용으로 저장의 공간적 패턴이 세분화되고, 하천 경로를 따라 이동하는 유량의 분포가 달라진 결과로 해석된다. 이러한 구조적 차이는 이후 해양 염분 및 SST 반응을 해석하는 데 중요한 배경 조건을 제공한다.

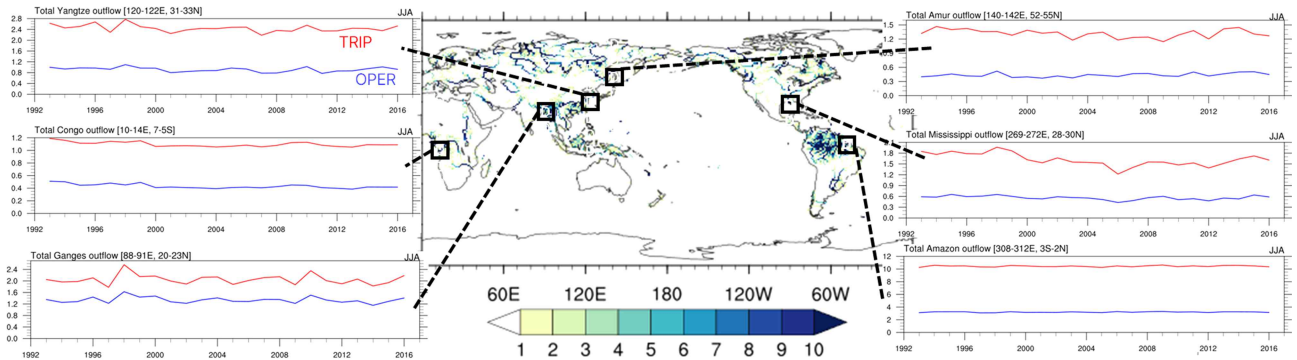


Figure 2.3. Time series of total river outflow at major river mouths (Yangtze, Amur, Mississippi, Congo, Ganges, and Amazon) for the OPER and TRIP experiments during 1993-2016. The central panel shows river storage and the geographical locations of the river basins.

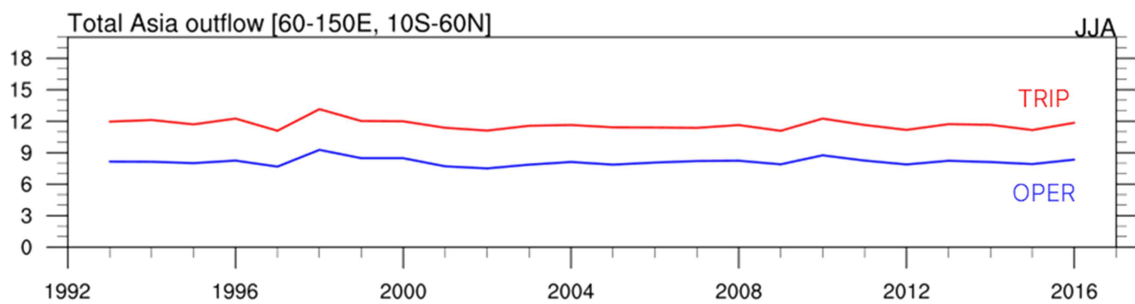


Figure 2.4. Time series of total river outflow over Asia (60° - 150° E, 10° S- 60° N) for the OPER and TRIP experiments during JJA 1993-2016.

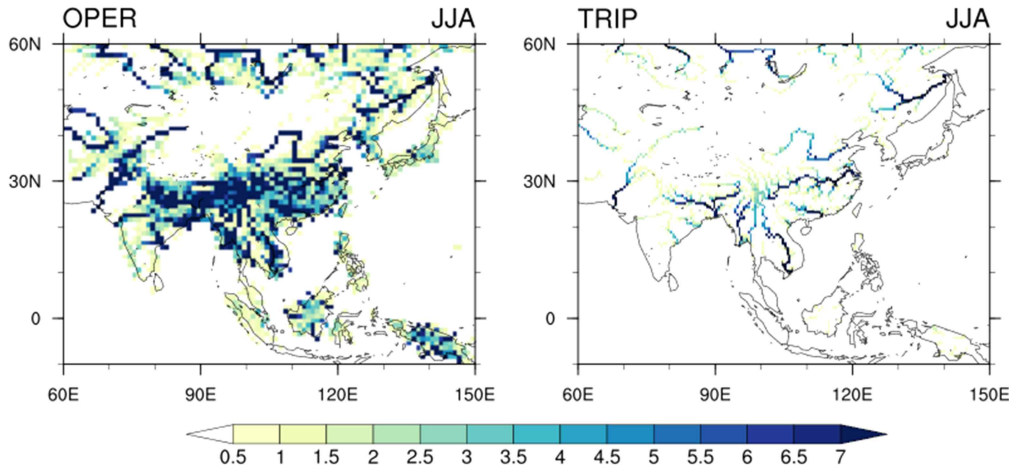


Figure 2.5. River storage over Asia (60° - 150° E, 10° S- 60° N) during JJA for the OPER and TRIP experiments.

2.3.2. 해양 반응

2.3.2.1. 인도양

여름철 인도양에서 TRIP 실험은 OPER 대비 표층 염분 분포에서 비교적 뚜렷한 변화를 보인다(Figure 2.6a). 특히 적도 인도양(5° S- 5° N, 80° - 100° E)에서 OPER 실험에서 나타나던 광범위한 저염 영역이 TRIP 실험에서는 상대적으로 축소되며, 저염 신호가 보다 국지적인 형태로 분포하는 경향이 확인된다. 이러한 차이는 고해상도 하천망과 유출계수 설정의 변화에 따라 표층 담수 유입의 공간적 표현이 달라진 결과로 해석할 수 있다. 연직 염분 단면(Figure 2.6b)에서도 TRIP 실험은 OPER 대비 표층 및 상부 50-80m 층에서 저염 편향이 약화되는 경향을 보이며, 이는 OPER에서 넓게 확장되던 저염 신호가 TRIP에서는 보다 제한된 형태로 나타난다.

이러한 염분 구조의 변화는 상층 동서류 구조에도 영향을 미친다. Figure 2.7에서 확인되듯, OPER 실험은 적도 동인도양(5° S- 5° N) 상부 50-80m 층에서 서향류가 강하게 모의되는 경향이 있으나, TRIP-OPER 차이에서는 동일 수심대에서 양의 bias가 두드러져 OPER의 서향류 과대 모의를 일정 부분 완화하는 방향의 변화를 보인다. 이는 표층 염분 조정으로 인한 밀도 구조 및 경압 구조 변화와 연계된 결과로 이해할 수 있다.

표층 SST 역시 TRIP 실험에서 OPER 대비 다른 특성을 보인다(Figure 2.8). OPER 실험은 적도 동인도양 및 중앙 인도양에서 뚜렷한 음의 SST 오차를 나타내는 반면, TRIP-OPER 차이에서는 상층 염분 및 해류 변화와 연계되어 이러한 음의 SST 편향이 다소 약화되는 경향이 확인된다. 즉, 표층 담수 구조와 상층 순환의 조정이 결과적으로 SST 냉각 편향의 완화 방향으로 작용한 것으로 해석할 수 있다.

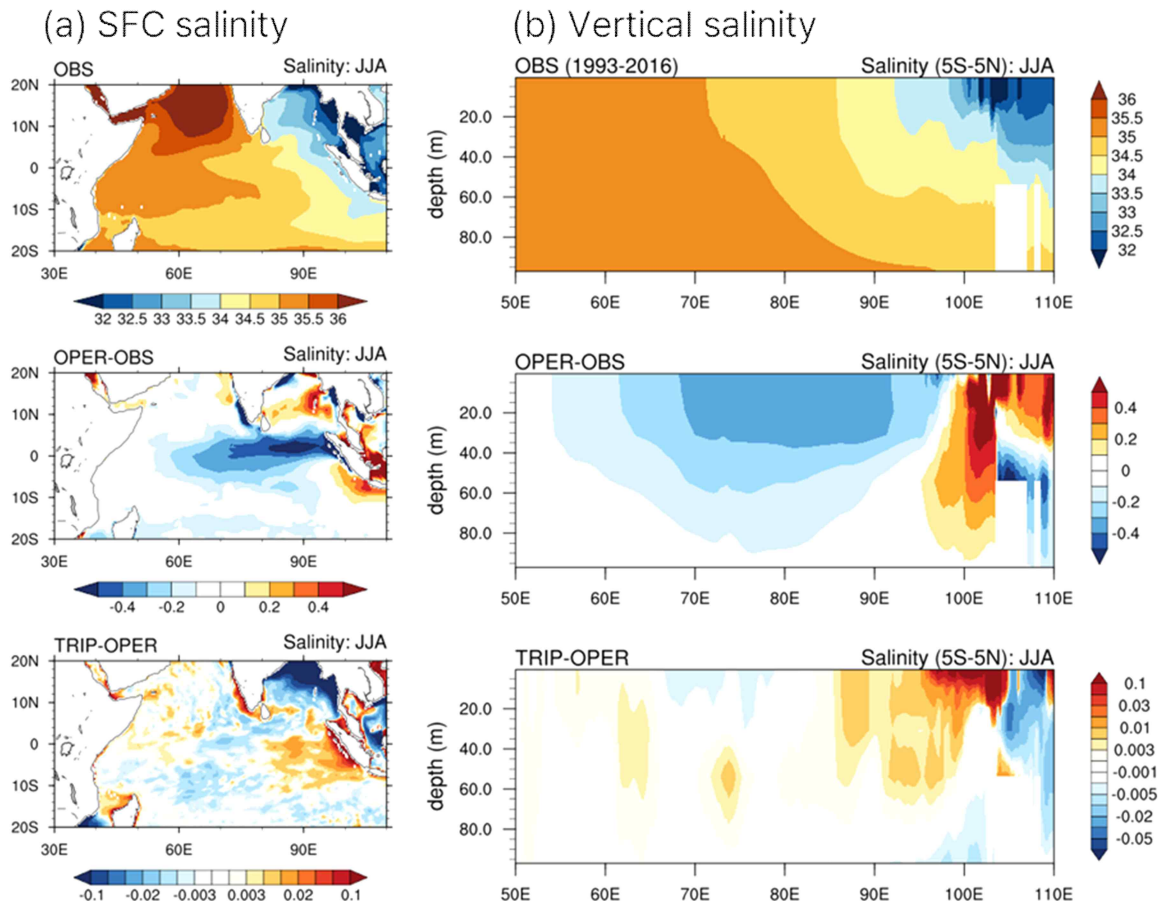


Figure 2.6. (a) Surface salinity over the Indian Ocean and (b) vertical salinity averaged along 5° S– 5° N, showing OBS, the OPER–OBS difference, and the TRIP–OPER difference during JJA 1993–2016.

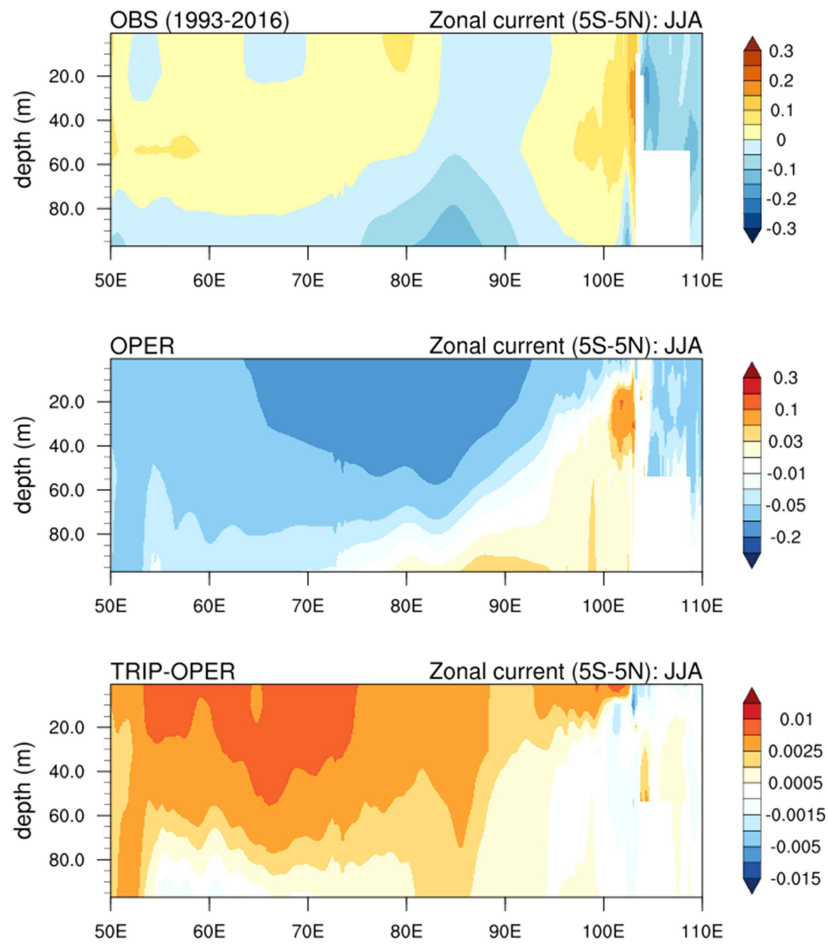


Figure 2.7. Vertical zonal current averaged along 5° S- 5° N from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

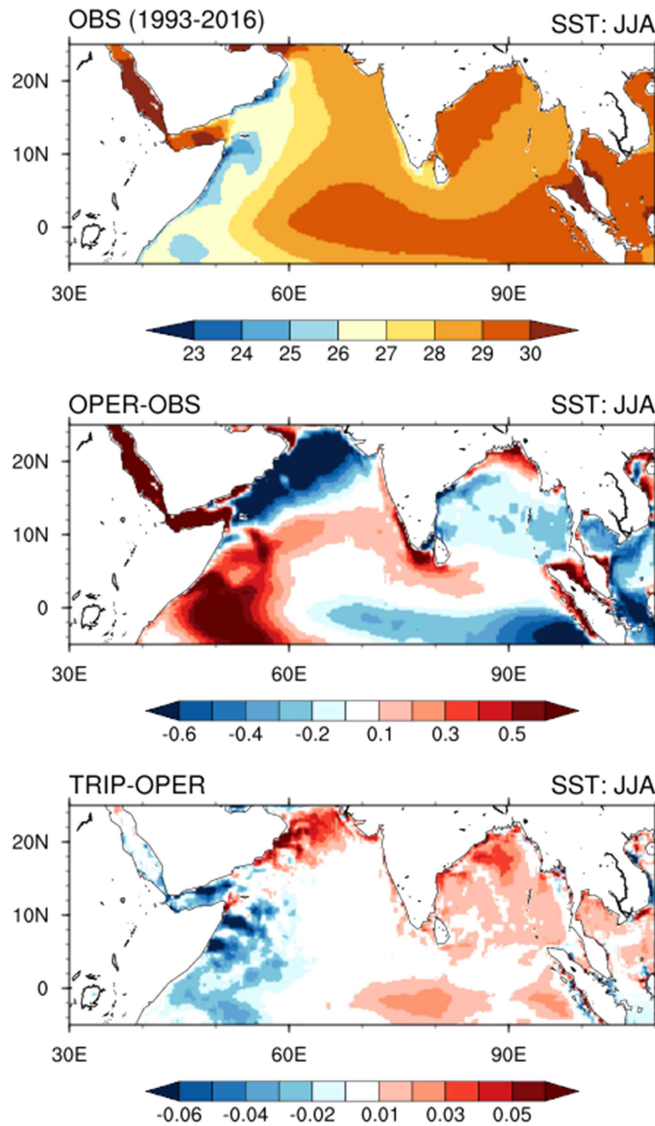
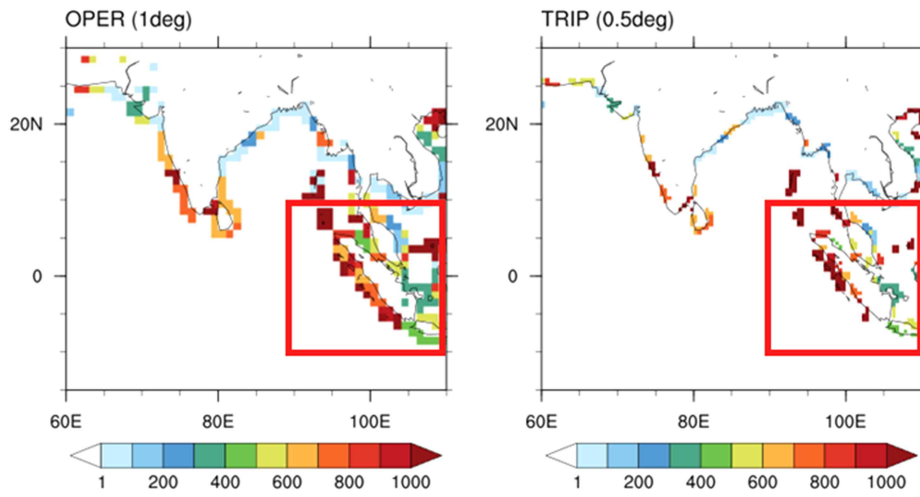


Figure 2.8. Sea surface temperature from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

이와 같은 오차 변화는 해양성대륙 주변의 하천망 재구성과 담수 플럭스 차이와도 관련된다(Figure 2.9). TRIP 실험에서는 하천망 고해상도화와 river number 재정의로 인해 해양성 대륙 인근 하구의 공간적 패턴이 OPER와 다르게 나타나며, 해당 지역으로 전달되는 담수 경로가 OPER 대비 축소되는 양상이 모의된다. 동일 지역의 river outflow(Figure 2.10)에서도 TRIP 실험의 총 유출량이 OPER보다 작게 나타나며, 두 실험간 차이는 전체 기간에 걸쳐 OPER가 TRIP보다 약 3-4배 큰 담수 유출량을 보이는 경향으로 확인된다. 이러한 담수 유입 규모의 차이는 동인도양에서 관측된 저염 편향 축소(Figure 2.6) 및 상층 해류 구조 변화(Figure 2.7), 그리고 음의 SST 오차 완화(Figure 2.8)와 일관된 방향성을 갖는다.

(a) River number



(b) River outflow

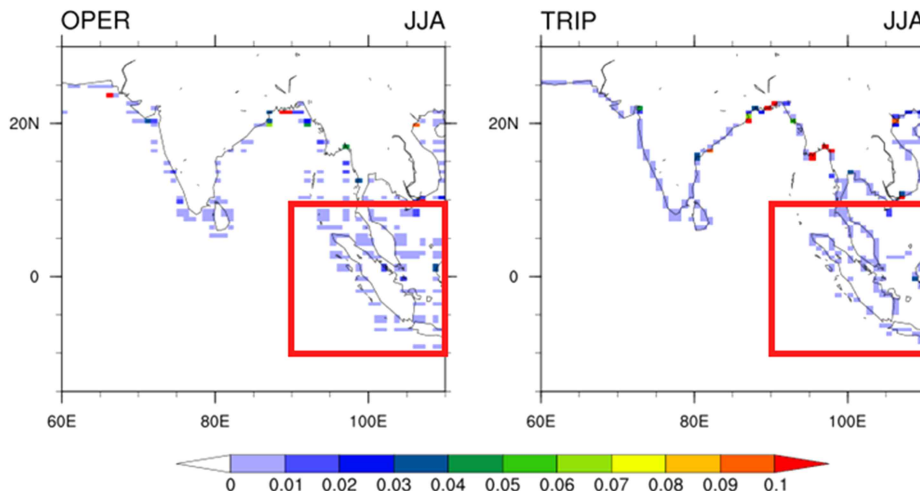


Figure 2.9. (a) River number and (b) river outflow for the OPER and TRIP experiments during JJA.

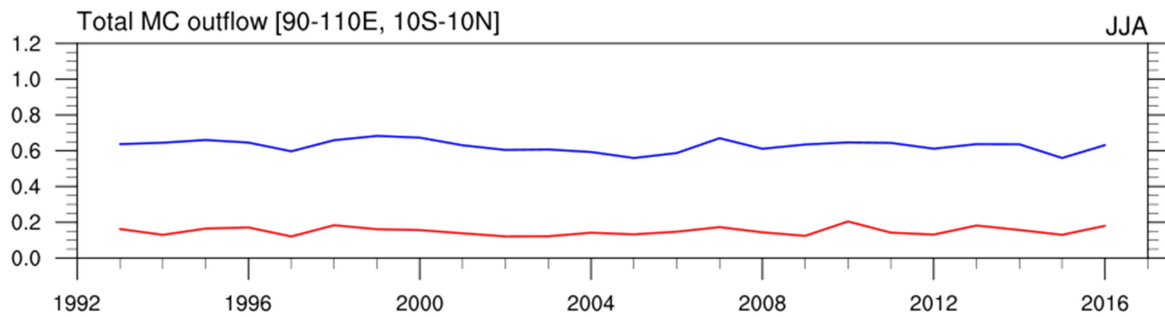


Figure 2.10. Time series of total river outflow over Maritime continent (90° - 110° E, 10° S- 10° N) for the OPER and TRIP experiments during JJA 1993-2016.

앞선 분석에서 확인한 바와 같이, TRIP 실험의 인도양 오차 완화는 담수 플럭스의 규모와 공간 분포가 다르게 표현된 결과와 연관된 것으로 해석된다. 이러한 변화가 여름철 인도 몬순 강도에 따라 일관되게 유지되는지를 평가하기 위해, 여름철 인도 지역(60° - 90° E, 5° - 30° N)의 강수량을 기반으로 인도 몬순 지수를 정의하고, ± 0.75 표준편차를 기준으로 강한 몬순 해와 약한 몬순 해를 구분하였다(Figure 2.11). 이후 두 집단에 대해 TRIP과 OPER의 인도양 수직 구조를 비교하여 몬순 변동성과 담수유출 구조의 개선 관계를 진단하였다.

Figure 2.12의 염분 단면을 살펴보면, 강한 몬순 해에서 관측은 동인도양 표층에서 뚜렷한 저염 확장을 보이는 반면, OPER 실험은 이 신호를 보다 넓은 영역으로 과도하게 확장하는 경향이 있다. TRIP 실험은 이 과확장된 저염 패턴을 상대적으로 억제하여, 몬순이 강한 해와 약한 해 모두에서 OPER 대비 개선된 구조를 나타낸다. Strong-Weak 차이에서도 TRIP은 OPER에 비해 과확장된 폭이 작게 나타나, 몬순 강도 차이에 따른 염분 신호를 보다 안정적으로 재현하는 경향을 보인다.

Figure 2.13은 강한 몬순 해와 약한 몬순 해에서 나타나는 염분, 해류, 수온의 수직 구조의 차이를 함께 비교한 것이다. 염분의 경우 OPER는 강한 해와 약한 해 모두에서 저염층을 넓게 확장시키는 경향이 있는 반면, TRIP은 이러한 과확장된 신호를 상대적으로 줄이며 관측과 더 가깝게 모의하는 경향을 보인다. 반면 zonal current와 수온에서는 염분에서 확인된 조정 폭에 비해 TRIP과 OPER 간 차이가 제한적으로 나타났으며, 이는 해당 변수들이 몬순 강도 외에도 대규모 순환 및 대기 강제력의 영향을 크게 받기 때문으로 해석할 수 있다.

이러한 구조적 재현의 차이가 정량적 성능으로 어떻게 연결되는지를 평가하기 위해 강한 몬순 해, 약한 몬순 해, 그리고 강한 해와 약한 해의 차이에 대한 변수별 상관계수(anomaly correlation coefficient, ACC)를 비교하였다(Figure 2.14). 강한 몬순 해에서는 염분의 상관도가 TRIP에서 OPER보다 높아, 담수 플럭스 조정에 따른 개선이 성능 향상으로 일정 부분 연결되는 경향이 확인된다. 반면 약한 해에서는 염분 상관도 차이가 크지 않았으며, 해류와 수온에서는 강한 해와 약한 해 모두에서 TRIP과 OPER의 성능 차이가 제한적이었다. Strong-Weak 차이에 대해서도 염분은 TRIP이 더 높은 상관도를 보이는 반면, 해류와 수온은 두 실험 간 일관된 개선 신호가 나타나지 않았다. 이는 몬순 강도 변화가 해류 및 온도 구조에 미치는 영향이 대규모 순환 및 대기 forcing에 의해 지배되며, 담수유출 변화만으로는 이러한 변동성을 안정적으로 조정하기 어렵다는 점을 시사한다.

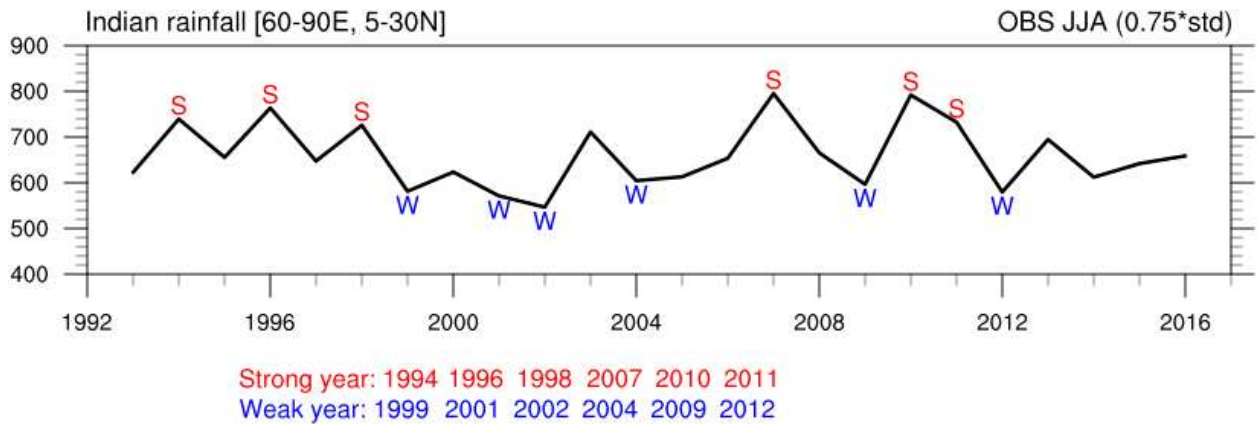


Figure 2.11. JJA rainfall over Indian region (60° -90° E, 5° -30° N) and the classification of strong and weak monsoon years based on ± 0.75 standard deviation during 1993-2016.

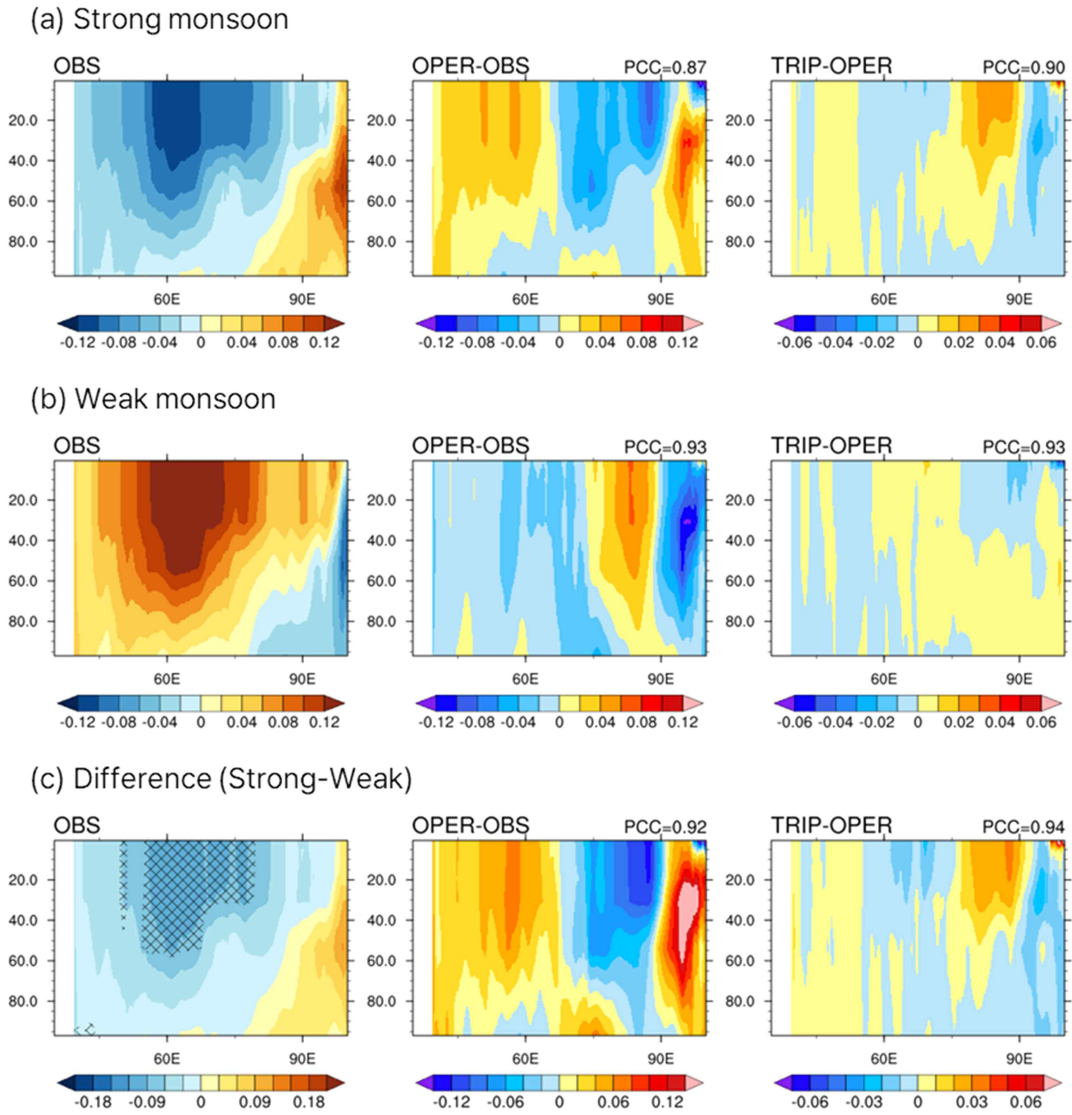


Figure 2.12. Composite vertical salinity structures averaged along 5° S– 5° N for (a) strong monsoon years, (b) weak monsoon years, and (c) their difference (strong-weak), based on OBS, OPER–OBS difference, and TRIP–OPER difference during JJA 1993–2016.

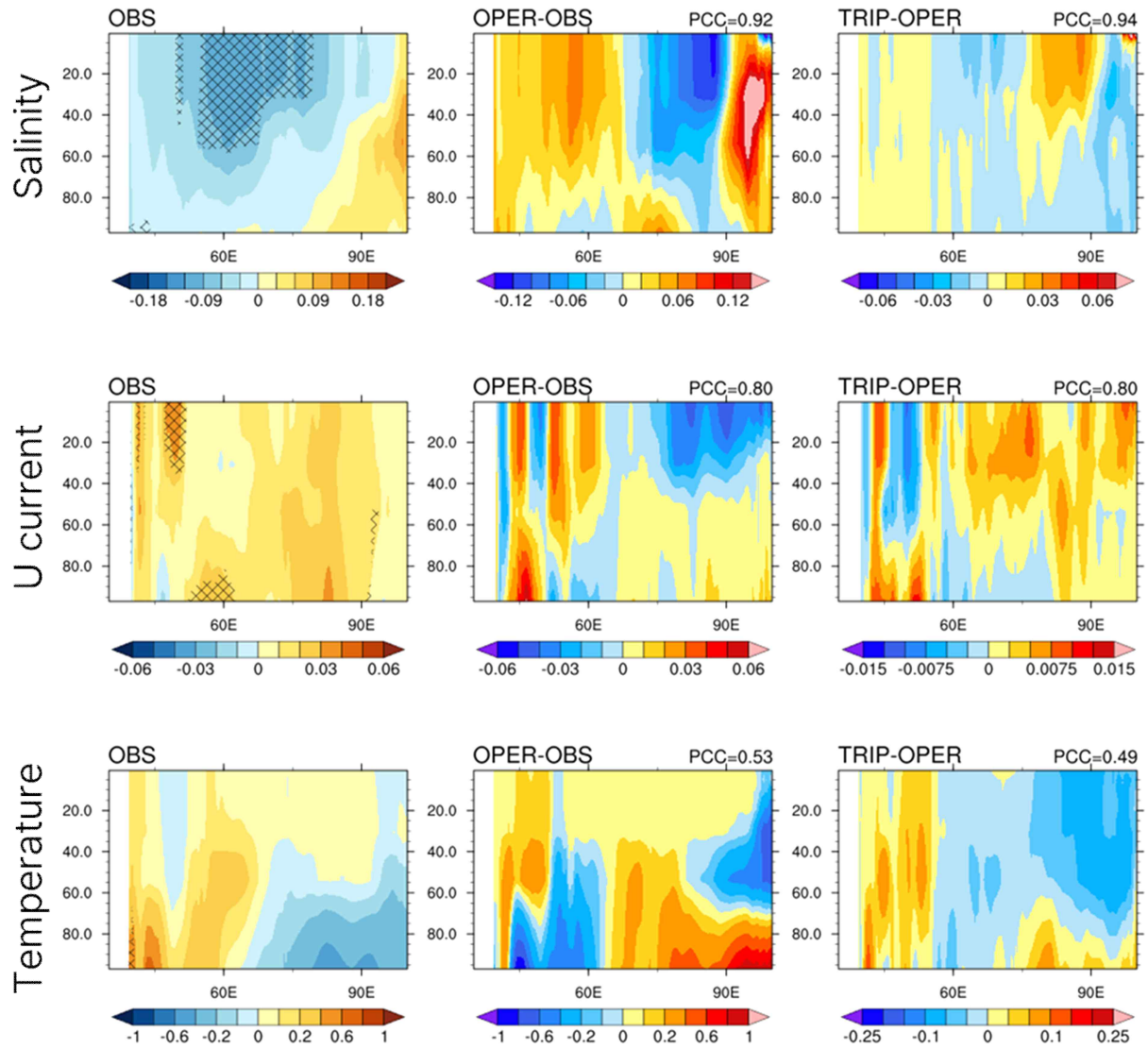


Figure 2.13. Composite differences (strong-weak monsoon) of vertical salinity, zonal current, temperature averaged along 5°S - 5°N , showing OBS, OPER-OBS difference, and TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

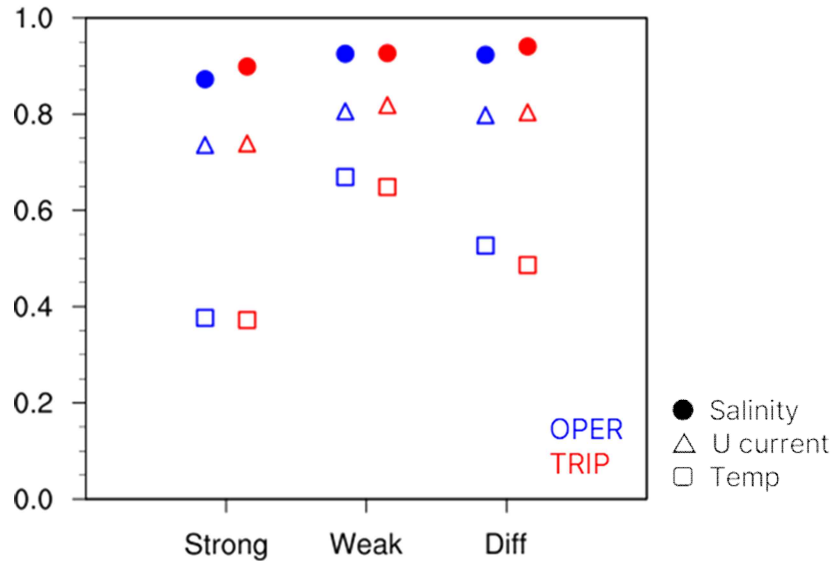


Figure 2.14. Anomaly correlations of vertical salinity, zonal current, temperature (averaged along 5° S-5° N) for the OPER and TRIP experiments against OBS during strong monsoon years, weak monsoon years, and their difference (strong-weak).

2.3.2.2. 태평양

태평양은 대규모 대기-해양 상호작용과 대순환의 영향이 지배적인 해역이기 때문에, 하천 유출 조절이 직접적인 구조 개선으로 나타나기 어려울 가능성이 있다. 이러한 특성을 고려할 때, TRIP 실험 적용에 따른 염분 및 수온 구조 변화는 인도양에서보다 상대적으로 제한적으로 나타난다.

먼저 여름철 태평양에 대한 염분 분포(Figure 2.15)를 살펴보면, OPER 실험은 중·동태평양 일부에서 고염 혹은 저염 오차가 나타나지만, TRIP-OPER 차이는 전반적으로 약한 신호로 분포하며 광역적인 구조 변화로 이어지지 않는다. 일부 연안 및 해륙 경계 부근에서는 고염도 오차가 국지적으로 증가하거나 감소하는 양상이 확인되나, 이는 해당 지역의 혼합 및 연안 수괴 특성이 상대적으로 크게 작용한 결과로 해석될 수 있으며, 대양 규모의 염분 패턴을 변화시키는 정도는 아니다.

Figure 2.16의 수온 구조에서도 두 실험 간의 차이는 대체로 작게 나타난다. OPER 실험에서 확인되는 중·동태평양 부근의 음의 SST 오차가 나타나고, TRIP-OPER 차이 역시 해역 전반에서 약한 음의 오차가 분포하며, TRIP에서 cold tongue이 미약하게 강화되는 경향이 확인된다. 그러나 이러한 변화는 공간적 규모가 작고 신호의 크기도 제한적이어서, 광역적인 SST 구조의 조정으로 해석하기에는 충분하지 않다. 태평양 상층 구조는 ENSO, 아열대 순환, 무역풍 등 대규모 강제력의 영향을 크게 받기 때문에, TRIP만으로 뚜렷한 구조 변화를 유도하기 어려운 특성이 반영된 결과로 볼 수 있다.

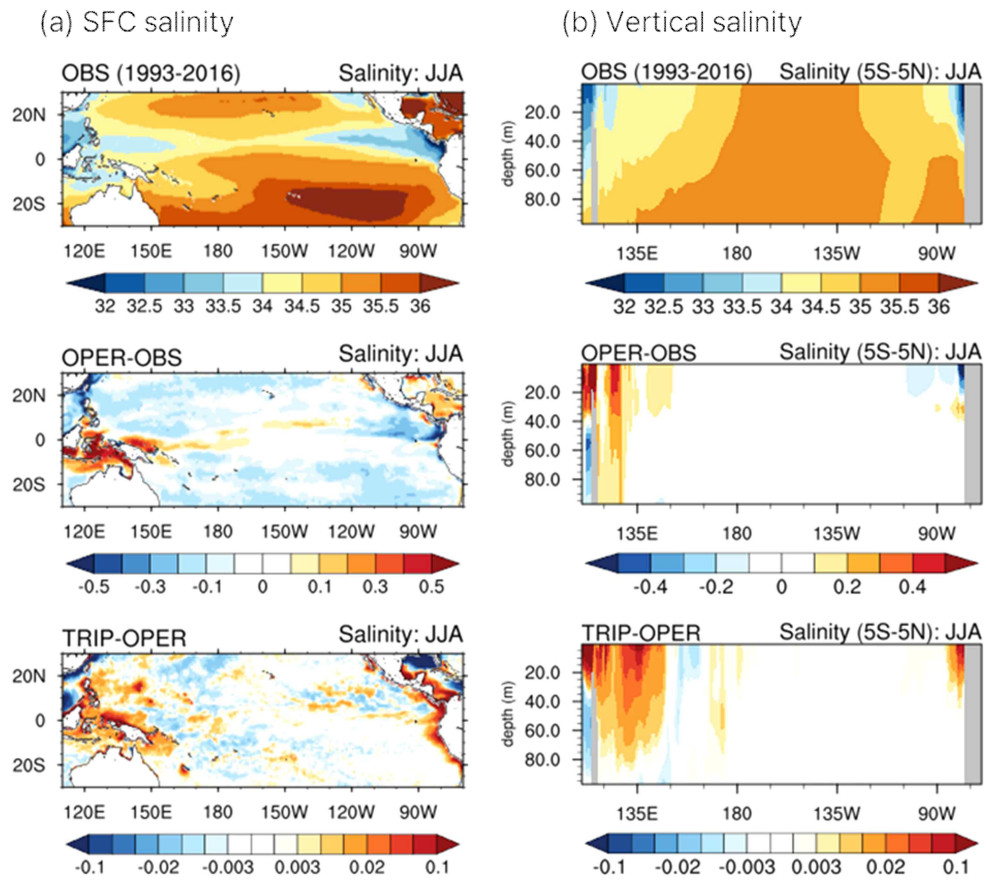


Figure 2.15. (a) Surface salinity over the Pacific and (b) vertical salinity averaged along 5° S- 5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

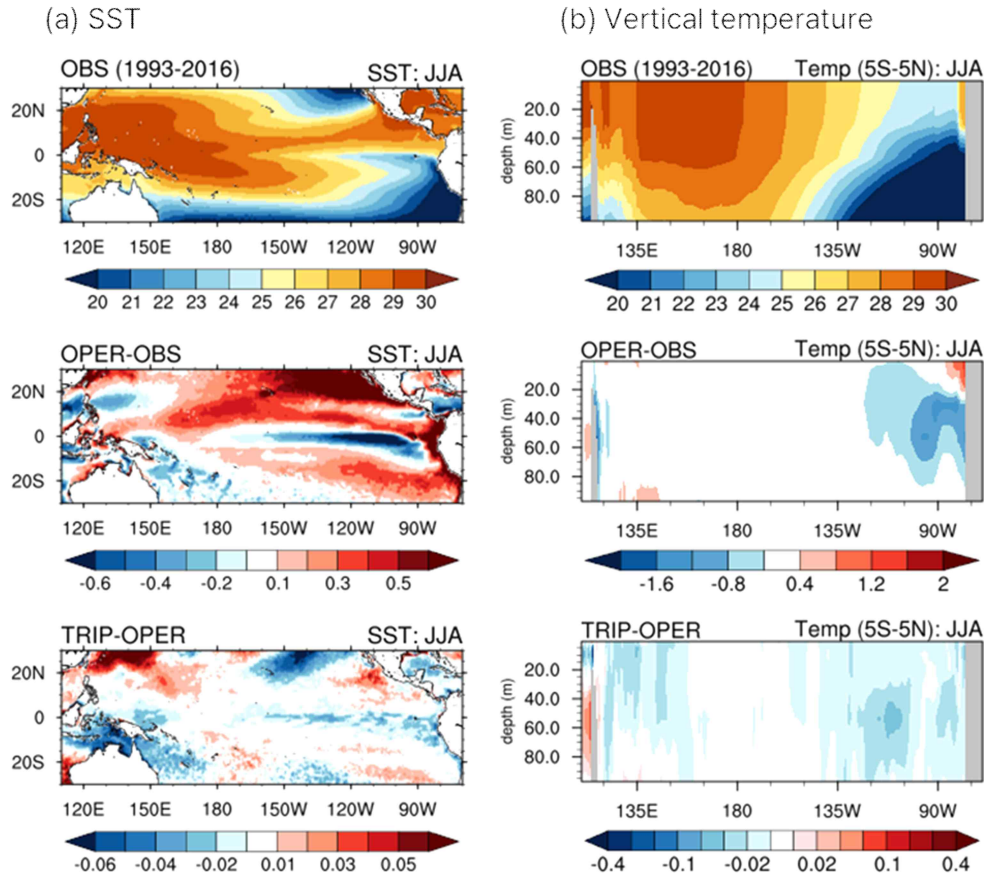


Figure 2.16. (a) SST over the Pacific and (b) vertical temperature averaged along 5° S-5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

하천유출 변화가 겨울철 태평양의 대규모 해양 구조에 미치는 영향도 함께 살펴보았다. 겨울철 태평양은 강한 아열대 수렴대, 계절풍 변화, ENSO 관련 배경 순환 등이 두드러지는 시기이기 때문에, 하천유출 변동의 상대적 영향이 여름철보다 더욱 제한적으로 나타날 가능성이 크다. Figure 2.17의 염분 분석에서 확인되듯, 태평양 대부분의 해역에서는 TRIP과 OPER 간 표층 및 연직 염분 구조의 차이가 매우 작게 나타났으며, 여름철 인도양에서 확인되었던 광역적 오차 변화와 같은 신호는 태평양에서는 뚜렷하게 관찰되지 않았다. 연안 일부에서는 국지적 고염 및 저염 변화가 나타나기도 했으나, 공간과 수심별 차이가 일관적이라 보기 어렵고, 두 실험 모두 대규모 염분 패턴은 유사하게 유지되었다. 이는 겨울철 태평양의 염분 구조가 하천유출보다는 광범위한 혼합, 수평 이류, 계절풍에 의한 대규모 순환 등 외부 동적 요인의 영향을 크게 받기 때문으로 해석할 수 있다.

겨울철 수온(Figure 2.18) 역시 TRIP과 OPER 실험 간 차이가 매우 제한적으로 나타났다. 겨울철 적도 태평양은 ENSO 단계에 따라 뚜렷한 동서 SST 대비가 형성되는 시기로, 표층 수온은 대기-해양 상호작용 및 경압 구조의 영향을 강하게 받는다. 이러한 배경 특성 탓에 TRIP을 적용하더라도 OPER 대비 SST 구조에서 뚜렷한 개선 신호는 확인되지 않았으며, 동태평양의 cold tongue 구조 역시 두 실험에서 유사하게 유지되었다. 연직 수온 구조 또한 상층 혼합

과 상승류(upwelling) 등 광역 순환의 영향이 우세하여 TRIP-OPER 차이는 미세하게 나타나는 수준에 그쳤다. 북태평양 아열대 해역에서도 TRIP과 OPER의 수온 오차는 크게 다르지 않았으며, 겨울철 SST는 하천유출 조정의 영향을 상대적으로 거의 받지 않는 것으로 나타났다.

종합하면 태평양은 TRIP-OPER 차이가 작게 나타나는 대표적 해역이다. 여름철과 겨울철 모두에서 염분과 수온의 변화는 국지적이고 약한 신호에 머무르며, TRIP 적용이 태평양의 대규모 해양 구조를 조정하는 영향은 크지 않다. 이는 인도양과 해양성대륙 주변에서 확인된 담수 플러긋 조정이 태평양에서는 상대적으로 반영되기 어려운 지역 및 계절적 특성을 보여준다.

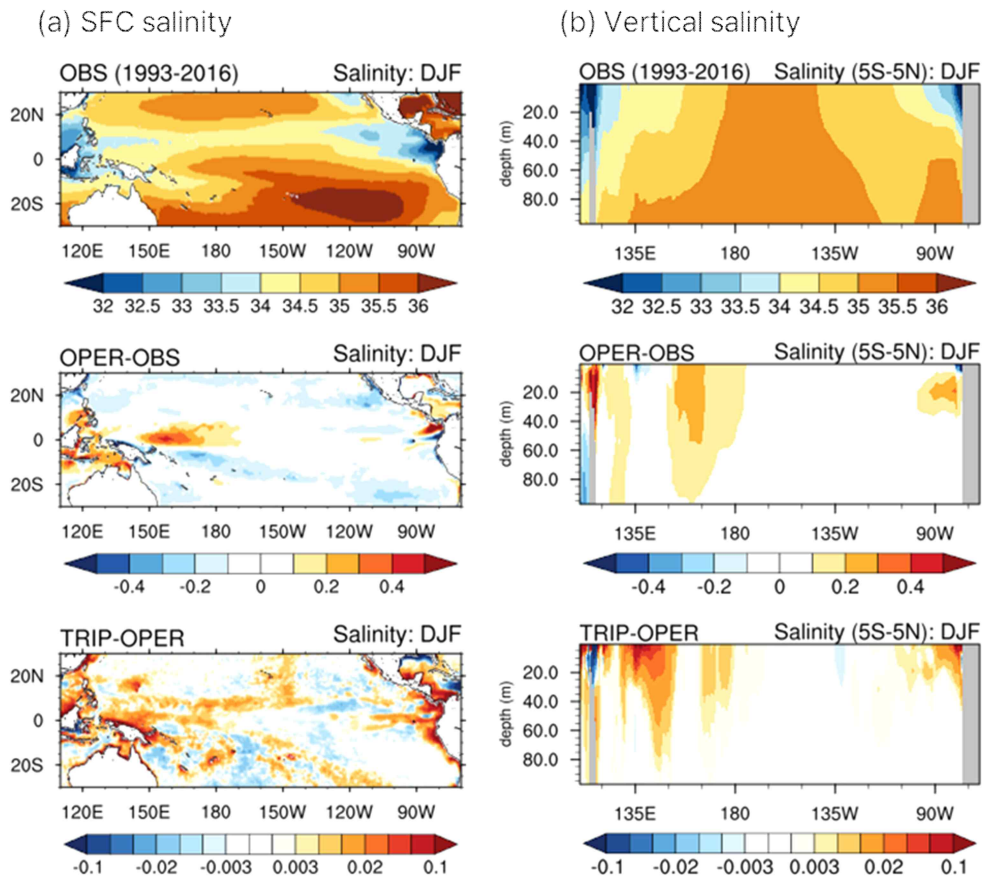


Figure 2.17. (a) Surface salinity over the Pacific and (b) 5° S-5° N averaged vertical salinity from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during DJF.

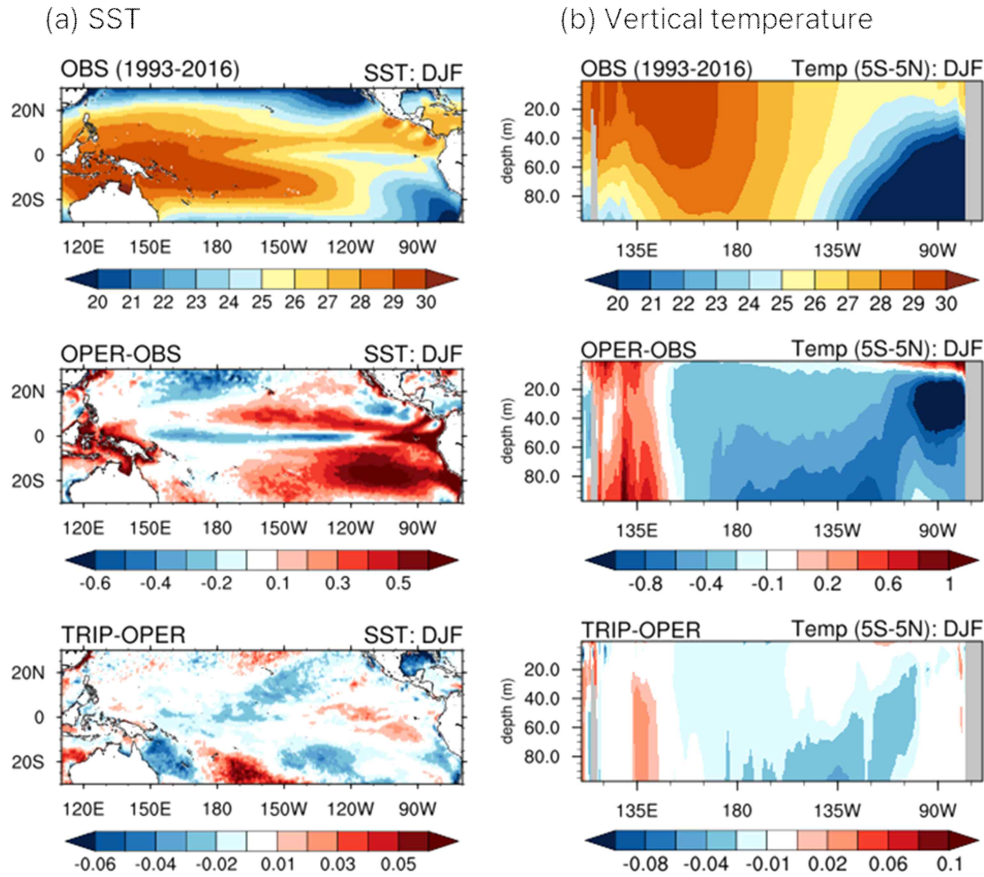


Figure 2.18. (a) Surface salinity over the Pacific and (b) vertical salinity averaged along 5° S- 5° N, showing OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

태평양 상층 구조에서 TRIP 적용 효과가 제한적으로 나타났다는 점을 바탕으로, 이러한 구조적 차이가 ENSO 변동성 재현에 어떤 영향을 주는지를 확인하였다. 여름철과 겨울철 태평양의 SST 구조를 살펴본 결과, TRIP은 동태평양의 SST 구조, 특히 cold tongue의 강도와 공간 패턴에 뚜렷한 변화를 유도하지 않았다. 이에 두 실험에서 산출된 Nino3.4 지수의 시계열과 상관관계를 비교하였다(Figure 2.19), Nino3.4 지수는 TRIP과 OPER 모두에서 관측과 매우 유사한 시계열을 보였고 ENSO의 진폭, 주기, 그리고 발생 시점에서도 두 실험 간 차이는 거의 없었다. 이는 Nino3.4 영역의 SST가 워커 순환, 상승류(upwelling), 연직 혼합 등 대규모 해양-대기 상호작용에 의해 강하게 지배되는 특성으로 인해, 하천유출 변화가 해당 영역의 변동성 구조를 조정하는 데에는 상대적으로 제한적임을 시사한다. 앞선 결과에서 TRIP과 OPER 간 차이는 일부 지역 또는 시기에 국지적으로 나타났지만, 이러한 변화가 지수 수준의 ENSO 특성 변화로 연결되지는 않았다. 결국 Nino3.4 지수의 예측성에서도 두 실험 간 유의미한 차이는 확인되지 않았으며, TRIP 적용의 영향은 인도양 등 담수 플럭스에 민감한 해역과 달리 ENSO 중심 해역에서는 제한적으로 나타났다.

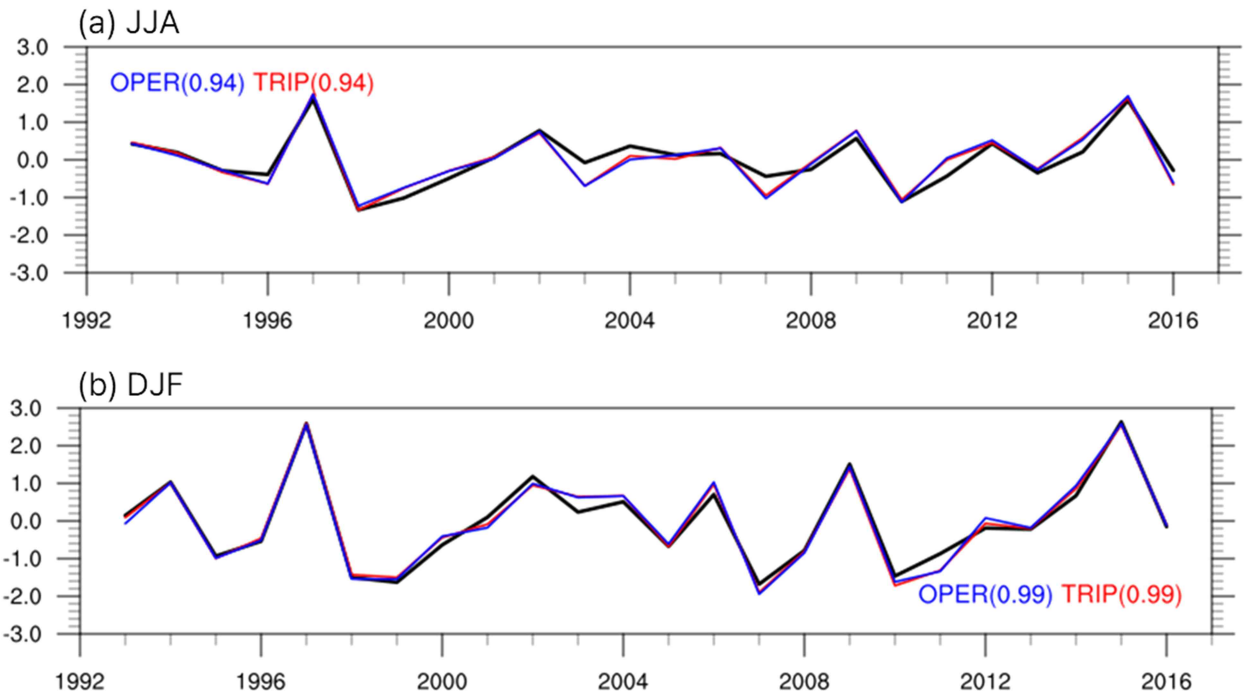


Figure 2.19. Time series of Nino3.4 index for observation, OPER and TRIP during (a) JJA and (b) DJF 1993-2016.

2.3.2.3. 동아시아

동아시아 연안은 하천유출의 영향이 비교적 직접적으로 작용할 수 있는 지역으로, TRIP 적용에 따른 변화가 인도양이나 태평양보다 상대적으로 명확하게 나타날 수 있다. 여름철 (Figure 2.20) TRIP-OPER 차이는 아무르강과 양쯔강 주변에서 서로 상이하게 나타난다. 아무르강 연안에서는 재분석 대비 OPER가 과도하게 저염을 모의하는 경향이 있으며, TRIP-OPER 차이에서는 이 저염 신호가 국지적으로 완화되는 양상이 나타난다. SST에서도 동일 지역에서 OPER의 냉각 오차가 TRIP에서 약하게 완화되는 방향의 변화가 나타난다. 이러한 국지적 조정은 TRIP에서 하천유출 및 저장 특성이 보다 세분화되면서 연안으로 유입되는 담수 플럭스의 공간 분포가 OPER와 다르게 표현된 결과로 이해할 수 있다. 반면 양쯔강 인근에서는 다른 경향이 나타난다. OPER는 양쯔강 주변에서 고염 오차를 모의하는 경향이 있으며, TRIP-OPER 차이에서도 이 고염 신호가 일부 확대되거나 유지되는 모습을 보인다. 이는 양쯔강 유역의 복잡한 연안 혼합 과정뿐 아니라, 실제 강에 존재하는 대규모 댐 및 인위적 유량 조절이 TRIP에서 고려되지 않는다는 구조적 한계와도 연관될 수 있다. TRIP은 자연 유출 기반의 하천계 모형이기 때문에, 실제 풍부한 인위적 조절(댐, 보, 수문 운영 등)이 존재하는 양쯔강 하구의 담수 확산 특성이 그대로 반영되기 어렵다. 그 결과, TRIP 적용에 따른 오차 조정이 아무르강과 달리 뚜렷하게 나타나지 않을 수 있다. SST 역시 OPER 대비 명확한 개선 신호는 확인되지 않는다.

겨울철(Figure 2.21)에는 동아시아 연안에서 TRIP-OPER 차이가 여름철보다 전반적으로 약하게 나타난다. 겨울철은 강한 냉각, 혼합층 심화, 계절풍 강화 등 대규모 대기-해양 상호작용이 우세한 시기로, 이러한 요인에 의해 표층 SST, 염분 구조가 결정되는 비중이 상대적으로 크

다. TRIP-OPER 차이 역시 대부분 약한 신호로 분포하며, 국지적인 양과 음의 오차는 존재하나 공간적 규모는 작다. 아무르강 인근에서는 여름철에 보였던 저염 완화 및 온난화 신호가 겨울철에는 거의 나타나지 않으며, 양쯔강 주변에서도 고염 및 저염 오차가 뚜렷하게 조정되는 모습은 확인되지 않는다. 양쯔강 하구의 유량이 인위적 관리에 크게 좌우되는 점을 고려하면, 이러한 지역적 특성이 자연 유출 기반의 TRIP 모형에서 충분히 반영되지 않기 때문에, 겨울철의 미약한 TRIP-OPER 차이는 이러한 모델 구조적 한계와도 부분적으로 관련될 수 있다.

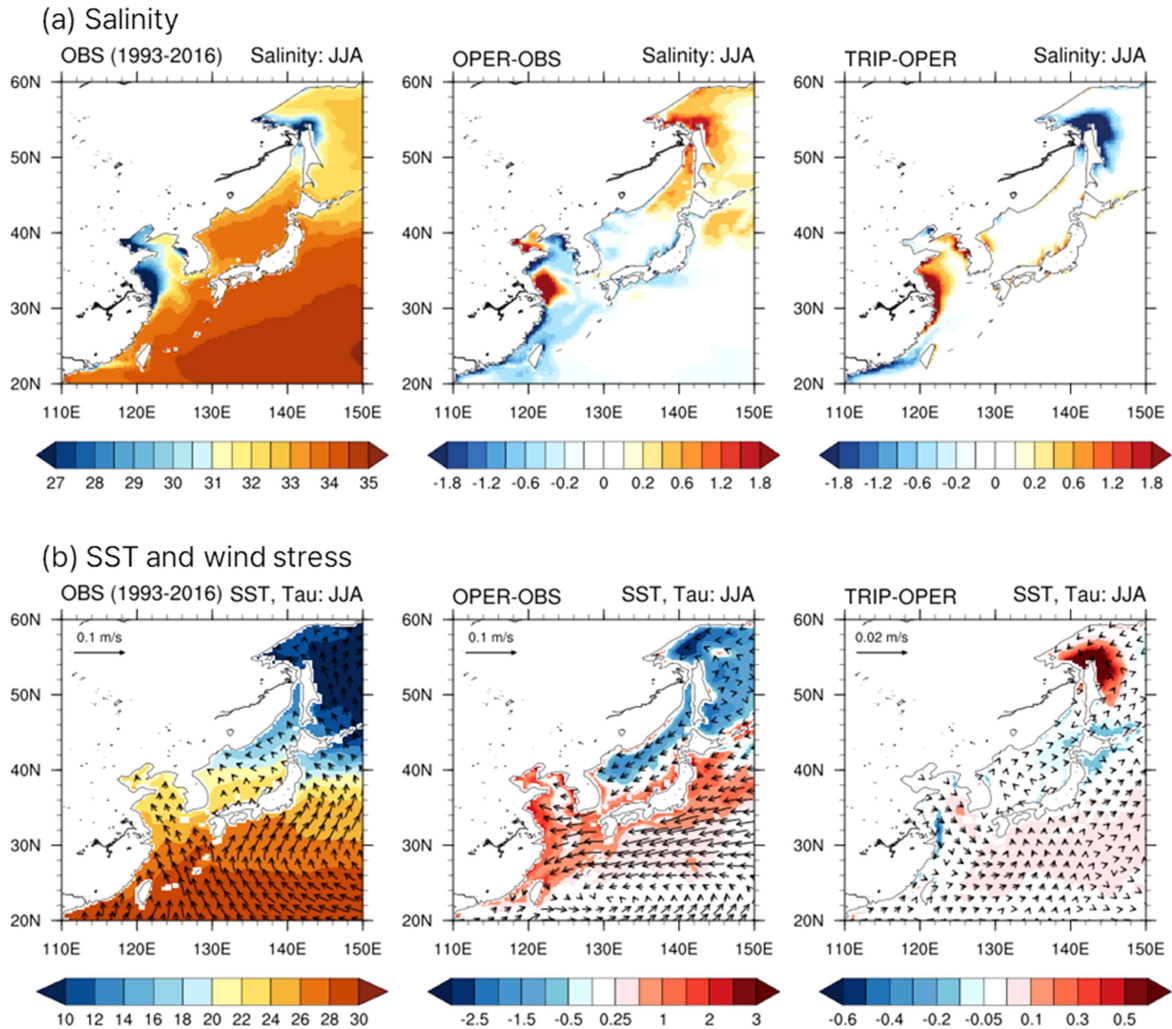


Figure 2.20. (a) Surface salinity and (b) SST and wind stress over the East Asia from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during JJA 1993-2016.

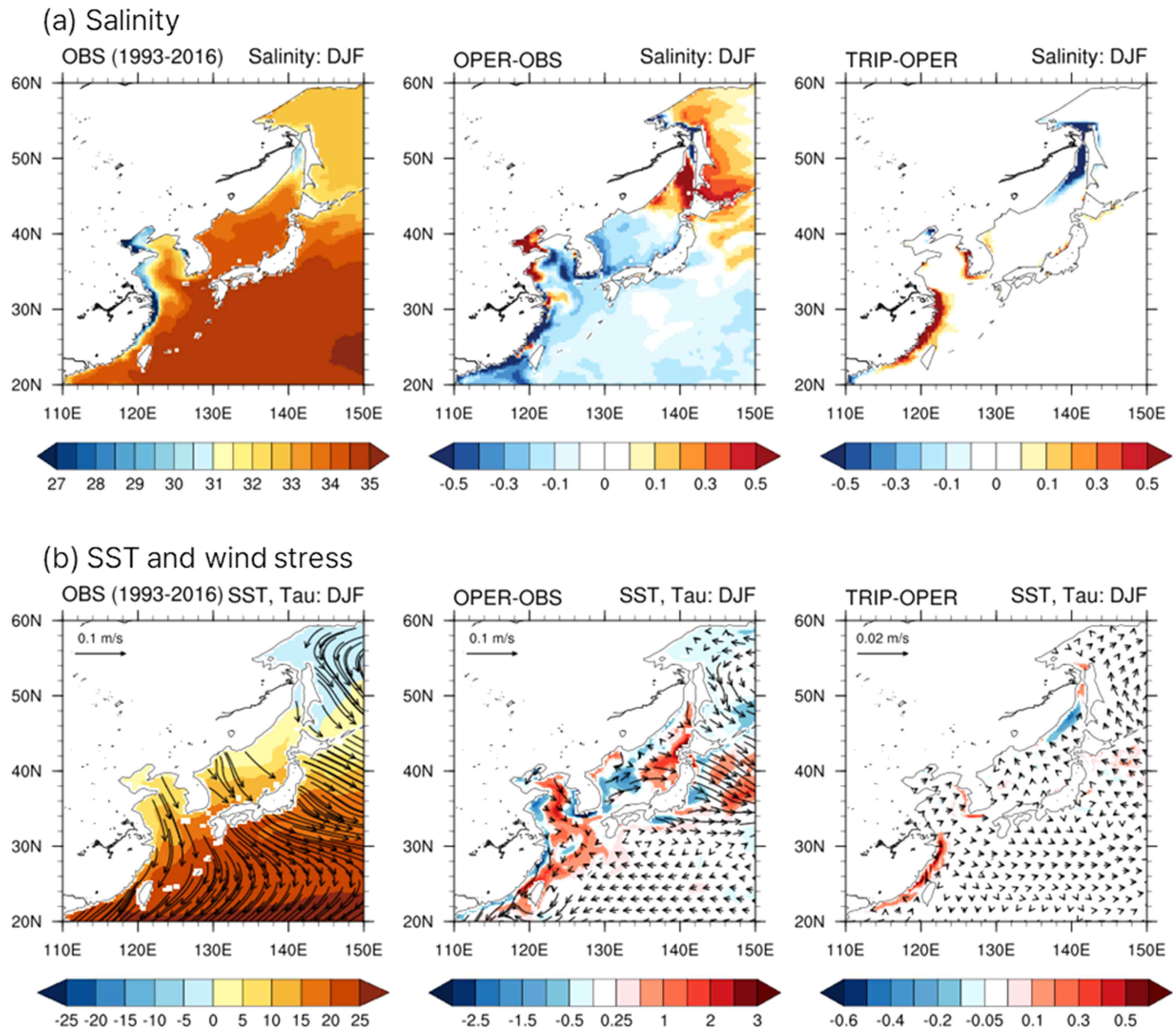


Figure 2.21. (a) Surface salinity and (b) SST and wind stress over the East Asia from OBS, the OPER-OBS difference, and the TRIP-OPER difference during DJF 1993-2016.

2.3.3. 대기 반응

2.3.3.1. 평균 오차

앞선 절에서는 TRIP 적용이 해양 상층 구조에 미치는 영향을 중심으로 분석하였다. 본 절에서는 이러한 해양 변화가 대기 평균장에 어떤 방식으로 전달되었는지를 확인하기 위해 여름철 기온과 강수의 평균 오차 변화를 평가하였다. TRIP의 1차적 영향은 연안 및 상층 해양에서 주로 나타나므로 대기 평균장에서는 그 영향이 상대적으로 약하게 표현될 가능성이 크다. 다만, 연안 환경의 조성이 특정 지역의 열, 수분장에 미세한 변화를 유발할 가능성은 존재한다.

여름철 기온(Figure 2.22a)을 살펴보면, 동아시아 중·고위도 연안 및 인접한 일부 육지에서 TRIP이 OPER 대비 약한 온도 오차 조정을 보였다. 특히 아무르강 유역에서는 TRIP 적용 후 연안의 cold bias 완화가 동반되면서 육지에서도 OPER 대비 온도 오차가 일부 감소하는 경향이 확인된다. 다만 이러한 변화는 공간적으로 제한적이며, 여름철 대기 열수지에서 복사 플

력스, 지면 플럭스, 대규모 수송 등 주요 요소에 비해 기여도는 큰 편이 아니다. 여름철 강수(Figure 2.22b)의 경우에는 변화가 더욱 미약하다. 동아시아 여름철 강수는 몬순 순환, 지형성 강수, 중규모 대류계 등 복잡하고 비선형적인 상호작용에 의해 결정되므로 TRIP-OPER 간 평균 강수 차이는 대부분 미세한 수준에 그쳤다. 일부 연안에서는 SST 변화에 따른 경계층 안정도 변화가 약하게 작용하여 국지적 강수 오차가 조정되기도 했으나, 공간적으로 일관된 개선 경향은 나타나지 않았다.

겨울철 평균 오차(Figure 2.23a)를 살펴보면, OPER에서는 북반구 고위도에서 지속적인 cold bias가 나타난다. 기존 연구(예: 현유경 등, 2022)에서도 이러한 오차는 눈덮임 및 지면 열수지 처리의 한계와 관련된 것으로 보고된 바 있다. 본 연구에서는 TRIP 적용 후 OPER의 겨울철 cold bias가 일부 지역에서 완화되는 경향이 확인되었다. 이는 하천유출 변화가 토양수분, 지면 플럭스, 눈덮임 분포 등에 약한 변화를 유도했을 가능성을 시사한다. 예컨대 토양수분이 증가하면 지표 열용량이 증가하며 야간 냉각이 완만해질 수 있고, 눈층 두께 조정이 단열효과 약화로 이어질 수 있다. 다만 본 연구에서는 토양수분 및 눈덮임 자료에 대한 추가 분석을 수행하지 않았기 때문에, 이러한 해석은 가능성 수준으로 이해되어야 한다. 겨울철 강수(Figure 2.23b)에서는 OPER가 동아시아와 북서태평양에 걸쳐 전반적으로 강수 과다모의를 나타내는 경향이 관측 기반 분석과 일치하게 확인되었다. 이는 겨울철 강수가 대규모 저기압성 순환과 상층 파동 구조에 크게 좌우되므로, 모델이 해당 순환을 과도하게 활성화할 경우 발생하는 전형적인 오차로 해석된다. TRIP에서는 이러한 구조적 강수 오차가 뚜렷하게 개선되지는 않았으며, 대부분의 지역에서 TRIP-OPER 차이는 미약하였다. 겨울철 해양 및 대기 구조는 대규모 순환의 영향이 절대적으로 크기 때문에, 하천유출 조정만으로 평균 강수 패턴을 실질적으로 변화시키기에는 한계가 있는 것으로 판단된다.

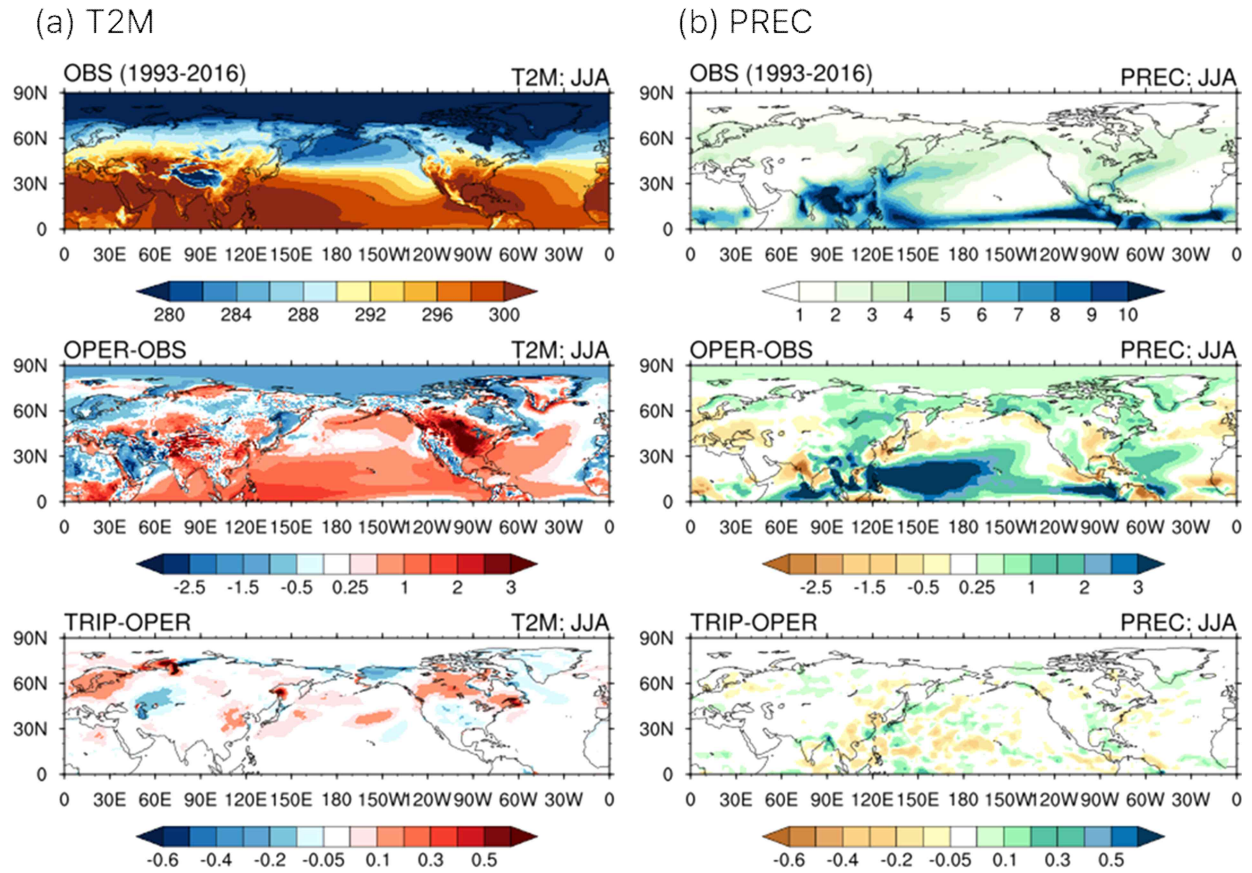


Figure 2.22. Climatological mean (OBS) and model differences (OPER-OBS and TRIP-OPER) for (a) 2m temperature and (b) precipitation during JJA 1993-2016.

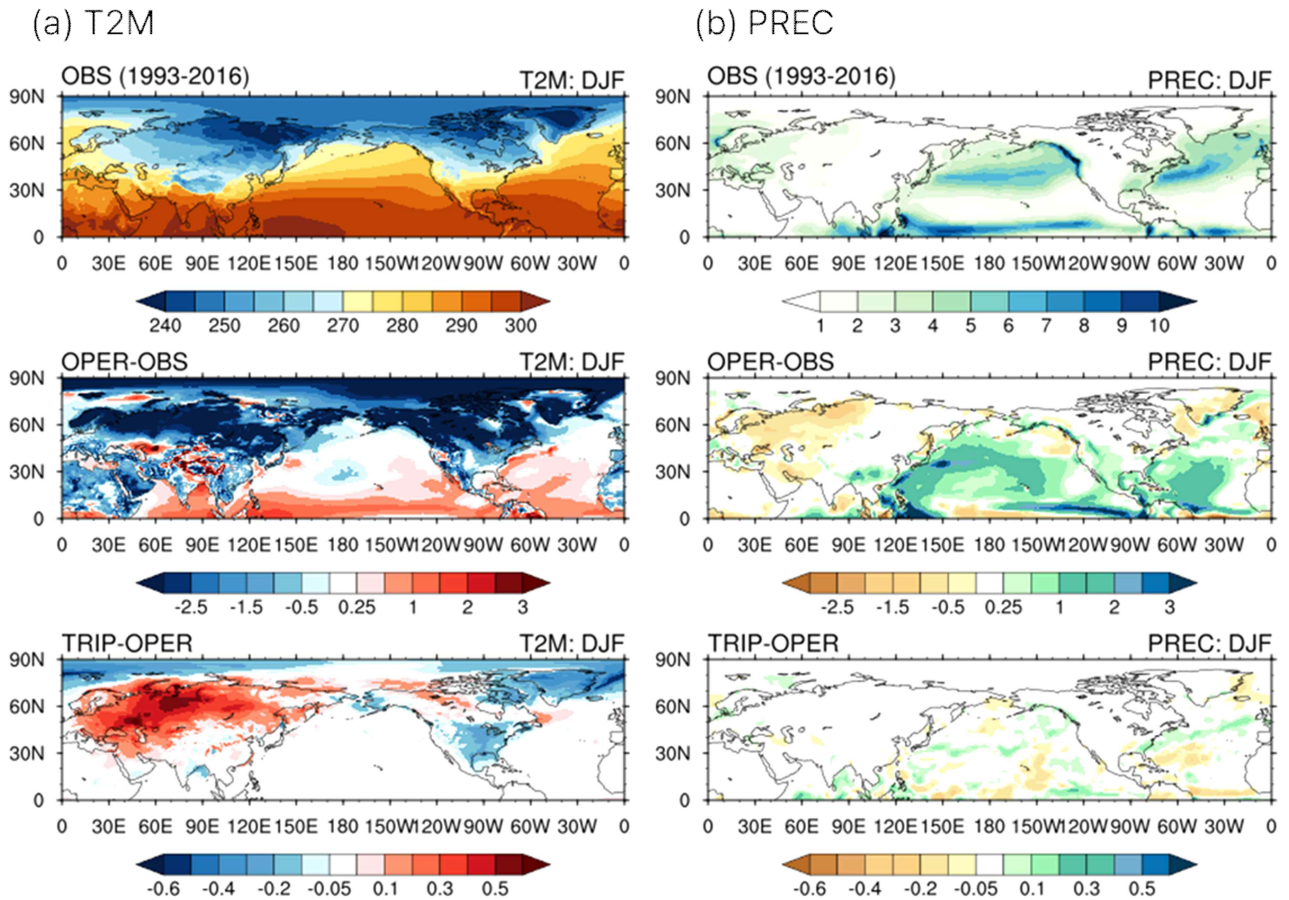


Figure 2.23. Climatological mean (OBS) and model differences (OPER-OBS and TRIP-OPER) for (a) 2m temperature and (b) precipitation during DJF 1993-2016.

2.3.3.2. 예측 성능

겨울철 대기 예측 성능은 기온과 강수에 대해 상관계수(ACC)를 이용하여 평가하였다. 평가는 전구(GL), 열대(TR), 북반구(NH), 북유라시아(NE), 북아메리카(NA), 동아시아(EA)의 총 6개 지역을 대상으로 수행하였으며, 세부 도메인은 Table 2.2에 제시하였다. 여름철 기온 예측 성능을 비교하면, TRIP과 OPER 양 실험의 ACC는 대부분의 지역에서 유사하게 나타났고, TRIP 적용에 따른 변화는 일부 지역에서 국지적 차이로 확인되었으나 공간적으로 일관된 개선 또는 악화 패턴은 나타나지 않았다. 이는 여름철 기온이 해양 연안 조건만이 아니라 몬순 순환, 수증기 수송, 지면 플럭스 등 다양한 요인의 영향을 받기 때문에, 연안 중심의 담수 조정 신호가 계절 평균 ACC 향상으로 직접 연결되기 어렵다는 계절적 특성을 반영한다. 겨울철 기온 ACC는 앞서 평균 오차 분석에서 나타난 바와 같이, TRIP에서 북유라시아 일부 지역의 cold bias가 완화되는 경향이 존재함에도 불구하고, 예측 성능 향상으로 이어지지 않았다. TRIP과 OPER의 겨울철 ACC는 대부분의 도메인에서 매우 유사한 값을 보였고, cold bias 완화가 ACC 상승으로 직결된 지역은 확인되지 않았다. 이는 겨울철 기온 예측성이 시베리아 고기압, 알류산 저기압, 중·고위도 파동 활동 등 광역 순환 구조에 의해 주도되며, 국지적 지면 및 표층 조정의 영향이 상대적으로 제한적임을 시사한다. 강수 ACC에서도 두 실험 간 차이는 크지 않았다. 겨

울철 강수는 중위도 저기압성 순환과 상층 파동 활동에 크게 의존하므로, TRIP 적용에 따른 해양, 지면 경계 조건의 변화가 강수 예측 성능을 구조적으로 변화시키기 어렵다. 실제 분석에서도 TRIP-OPER 간 ACC 차이는 대부분 미약한 수준에 머물렀으며, 개선 또는 악화의 공간적 일관성은 나타나지 않았다. 이러한 결과는 TRIP 적용의 영향이 일부 지역적, 국지적 수준에서 관찰되기는 하지만, 대규모 순환이 지배하는 계절 평균 예측성을 실질적으로 변화시키기에는 제한적임을 시사한다(Figure 2.24).

Table 2.2. Domains used for the atmospheric skill assessment.

지역	약자	영역
전구	GL	0° -360° E, 90° S-90° N
열대	TR	20° S-20° N
북반구	NH	0° -360° E, 20° -90° N
북유라시아	NE	25° -75° E, 40° -80° N
북아메리카	NA	190° -310° E, 10° -75° N
동아시아	EA	100° -150° E, 20° -50° N

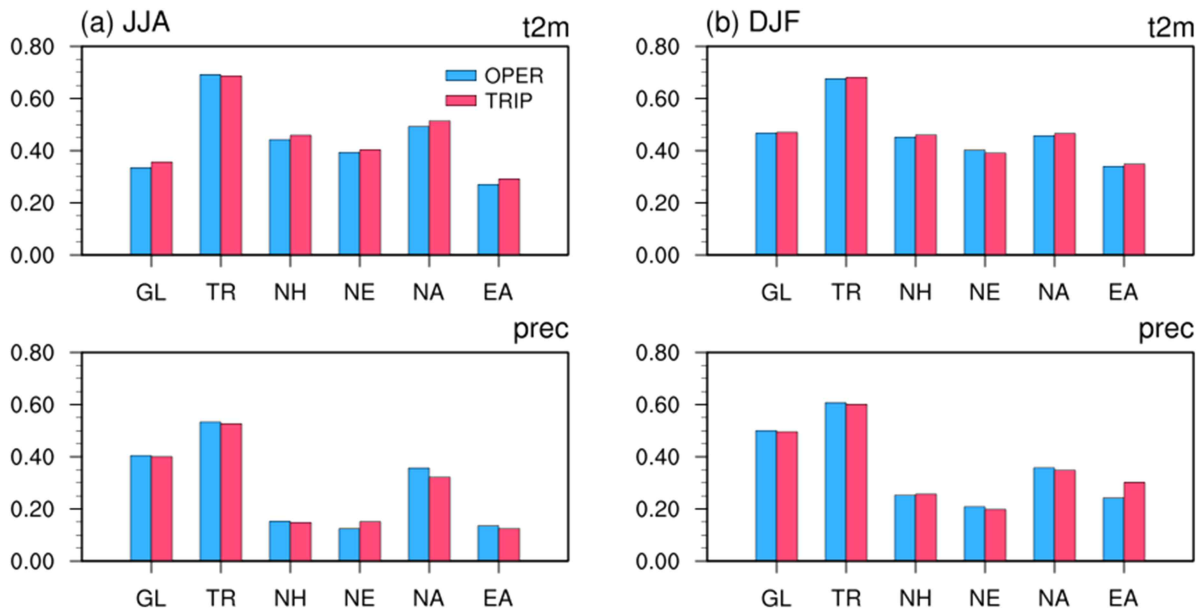


Figure 2.24. Anomaly correlation coefficient (ACC) for 2m temperature and precipitation over the globe, tropics, Northern Hemisphere, northern Eurasia, North America, and East Asia during (a) JJA and (b) DJF 1993-2016.

2.4. 요약

본 연구에서는 고해상도 TRIP 적용이 GloSea6의 해양-대기 구조와 계절 예측 성능에 미치는 영향을 해역 및 계절별로 평가하였다. 여름철 인도양에서는 TRIP 적용을 통해 기존 OPER 실험에서 넓게 확산되던 저염 오차가 보다 국지적인 형태로 재현되었으며, 이 과정에서 상층 염분 분포와 혼합층 구조가 현실적인 방향으로 조정되는 경향이 확인되었다. 이러한 변화는 하구 위치 및 규모의 재조정과 고해상도 하천망 적용으로 담수 확산 경로가 개선된 결과로 해석될 수 있으며, 일부 연안에서는 SST 오차의 약한 완화 신호도 동반되었다. 인도양에서의 오차 개선은 주로 담수 유입 구조의 보정 효과가 민감하게 반영되는 해역에서 나타났다.

동아시아에서는 지역적 지형, 혼합, 하구 조건에 따라 TRIP 적용의 영향이 상이하게 나타났다. 여름철에는 아무르강 인근에서 저염 및 냉각 오차가 일부 완화되는 등 TRIP의 효과가 비교적 뚜렷했으나, 양쯔강 주변에서는 고염 오차가 유지되거나 강화되는 등 개선과 악화가 혼재하였다. 이는 양쯔강 유역에서 존재하는 대규모 댐과 인위적 수문 조절이 TRIP에서 반영되지 못하는 구조적 한계와 연안의 고유한 혼합 환경이 동시에 작용한 결과로 해석된다. 겨울철에는 계절풍 강화, 혼합층 심화 등 대규모 대기-해양 강제력이 우세하기 때문에, TRIP-OPER 차이가 전반적으로 미약하였으나, 북반구 고위도에서는 OPER에서 지속적으로 나타나던 cold bias가 일부 완화되는 경향이 나타났다. 이는 하천유출 조정이 토양수분, 눈덮임, 지면 열수지 등 육상 기반 과정에 간접적 영향을 주었을 가능성을 시사하지만, 관련 변수에 대한 별도 진단을 수행하지 않았기 때문에 가설 수준으로 이해될 필요가 있다.

한편, 태평양에서는 TRIP 적용의 영향이 매우 제한적이었다. 여름철과 겨울철 모두에서 동태평양 cold tongue 구조는 TRIP과 OPER 간 큰 차이가 없었고, Nino3.4 지수의 변동성이나 진폭, 위상 역시 거의 동일하게 유지되었다. 이는 태평양의 SST, 연직 혼합, 위커 순환이 광역적인 해양-대기 상호작용에 의해 강하게 지배되어, 하천유출 재조정과 같은 국지적 규모의 변화가 대규모 변동성 특성을 조정하기 어렵다는 점을 보여준다.

대기 예측 성능(ACC)의 관점에서도 TRIP 적용 효과는 전반적으로 제한적이었다. 일부 해역에서 평균장 오차가 조정되는 신호가 있었음에도, 기온과 강수 ACC는 대규모 순환의 영향이 지배적이기 때문에 TRIP-OPER 간 차이가 대부분 미미한 수준에 머물렀다. 다만 TRIP 적용이 기존 예측 성능을 저해하지 않았다는 점에서, 모델 안정성과 일관성 유지 측면에서는 긍정적 평가가 가능하다.

마지막으로 테스트베드 기반 준현업 실험에서 TRIP 접합 구성의 run-time 안정성이 확인되었으며, blow-up 발생도 운영 환경에서 관리 가능한 범위였다. 종합하면, 고해상도 TRIP 접합은 인도양 및 일부 연안 해역에서 상층 해양 구조의 개선 효과를 보이면서도 기존 예측 성능을 유지하는 안정적인 구성임을 확인하였다. 앞으로 유출량 검증 등이 진행된다면, 고해상도 TRIP 기반 기후예측 시스템의 현업 적용 가능성은 더욱 높아질 것으로 판단된다.

과학적 효과	여름철	<ul style="list-style-type: none"> 적도 동인도양부터 중앙인도양까지 염도 및 해수면온도 오차 일부 완화
	겨울철	<ul style="list-style-type: none"> 인도양 인접 해양성대륙 주변부 염도 오차 일부 완화되나 여름철 대비 효과 미미 적도 동인도양부터 중앙인도양까지 저염 오차 심화 북유라시아와 북미 일부 저온 오차 확인되나, 예측성능까지 영향을 미치지 못함
기술적 능력	<ul style="list-style-type: none"> 현업 안정성 확인 <ul style="list-style-type: none"> ✓ Blow-up 있었으나, 운영매뉴얼 내 장애 대응 방법으로 조치 가능 ✓ 현업과 유사한 runtime 소요 	
결론 및 제안	<ul style="list-style-type: none"> 고해상도 TRIP 적용을 통해 예측성능 저하 없이 인도양과 일부 연안 해양의 염분 및 SST 구조 개선 다만, 하천유출계수는 관측 기반 유출 검증을 통한 보완이 필요할 수도 있음 	

Figure 2.25. Summary of the high-resolution TRIP model applied to GloSea6.

3. 고해상도 예측자료의 활용성 평가

3.1. 연구 배경

최근 기후변화의 영향으로 한파, 집중호우와 같은 이상기후 현상이 더욱 빈번하고 강하게 발생하면서 이러한 현상을 정밀하게 예측하기 위한 고해상도 예측자료의 필요성이 부각되고 있다. 특히, 한반도는 복잡한 지형과 해양·대기 상호작용이 뚜렷한 지역으로, 이상기후의 발생과 강도는 지역적 특성에 따라 달라진다. 그러나, 기존 해상도의 예측모델은 지형 효과나 미세한 대류 과정을 충분히 재현하지 못해 국지적 호우나 한파의 공간적 집중도, 장마전선의 세부 구조 등을 정확히 표현하는 데 한계가 있었다. 그에 비해 고해상도 예측모델은 수 km 규모의 미세한 물리과정을 고려하여 대류 활동과 지형성 강수, 냉기 확산 등 이상기후 발생 메커니즘을 보다 사실적으로 모의할 수 있어 재해 예방 및 대응을 위한 신뢰도 향상을 기대할 수 있다.

이에 국립기상과학원에서는 계절내 이상기후 현상의 모의 향상을 위해 현업 기후예측시스템을 기반으로 고해상도 예측 체계를 개발하여 2024년 겨울부터 실시간 예측자료를 생산하고 있다. 본 연구에서는 고해상도 예측자료가 이상기후 예측 정확도 향상에 기여할 수 있는 가능성을 평가하기 위해 한파·집중호우와 같은 대표적 이상기후 사례를 중심으로 관측자료와 기존 현업모델, 고해상도 예측자료 결과를 비교 분석하여 고해상도 예측의 활용성을 검증하였다.

3.2. 연구 자료

기존 현업 예측자료는 N216(약 60km)의 해상도를 가지는 반면, 고해상도 대기 앙상블은 N512(약 25km)로 약 2배 정도의 조밀한 해상도를 가진다. 3~6주 예측성 비교를 위해 고해상도 예측자료를 현업 예측자료와 동일한 방법으로 주별 예측자료를 구성하였다. 현업 자료는 매주 월요일에 금주 화요일부터 다음주 월요일을 1주일로 하여 8주의 예측 자료를 생산한다(Figure 3.1).

Issuance date	사용되는 초기 날짜	1w	2w	3w	4w	5w	6w	7w	8w
2022/12/19	1213~1219	1219~1225	1226~0101	0102~0108	0109~0115	0116~0122	0123~0129	0130~0205	0206~0212
2022/12/26	1220~1226	1226~0101	0102~0108	0109~0115	0116~0122	0123~0129	0130~0205	0206~0212	0213~0219
2023/01/02	1227~0102	0102~0108	0109~0115	0116~0122	0123~0129	0130~0205	0206~0212	0213~0219	0220~0226
2023/01/09	0103~0109	0109~0115	0116~0122	0123~0129	0130~0205	0206~0212	0213~0219	0220~0226	0227~0305

Figure 3.1. Method for generating weekly forecast data (weeks 1-8) targeting 23-29 January 2023 in the operational prediction system.

고해상도 예측자료도 위와 같은 방법으로 매주 월요일을 기준으로 8주 예측 데이터를 구성하였다. 이 연구에 쓰인 현업 자료는 hindcast의 경우 7개 앙상블, forecast는 56개 앙상블을 가지고 있고, 고해상도 예측자료는 각 초기 날짜별로 2개의 앙상블을 가지고 있으므로 weekly

data는 총 14개의 앙상블이 사용되었다.

고해상도 예측자료의 효용성을 검증하기 위해 ERA5 재분석 자료(Herbach et al. 2020)와 MSWEP (multi-source weighted-ensemble precipitation) 강수량자료(Beck et al. 2019)를 사용하였다. 고해상도 예측자료의 경우 기후값으로 사용할 hindcast 자료가 없으므로 현업의 기후값을 이용하였고, 편차장 계산시에는 고해상도 예측자료를 현업과 동일한 해상도로 내삽하여 편차장을 구하였다. 본 연구에서는 현업과 고해상도 예측자료의 시그널을 명확하게 살펴보기 위해 모든 그림에서 관측 대비 약 1/2 스케일을 적용하였다.

3.3. 결과

3.3.1. 이상기온

3.3.1.1. 2023년 1월 한파

2023년 1월 23일~1월 29일 발생한 한파 사례는 우랄 산맥 부근 기압능이 발달하여 동아시아 및 우리나라에 북극의 찬 공기가 강하게 유입된 사례로 1월 내 기온 하강폭이 역대 2위였고(Figure 3.2), 해당 기간 동안 바렌츠해 해빙 면적이 역대 최저를 기록하였다.



Figure 3.2. Daily evolution of temperature from December 2022 to February 2023

Figure 3.3은 한파가 발생한 주의 기온을 비교한 것으로, 관측에서는 산맥을 따라 낮은 기온이 나타나고 있으며 남한 내 최저 기온이 영하 15도 정도로 나타났다. 반면, 현업(OPER)은 지형적 특성을 거의 모의하지 못하고 있으며 위도가 높아질수록 기온이 낮아지는 현상만을 나타냈다. 고해상도 자료(HRES)의 경우 관측만큼 낮은 기온은 아니지만 산맥이 위치한 지역에서의 기온을 낮게 모의하여 관측과 유사한 기온 분포를 나타내는 것을 확인할 수 있다. 특히, 현업에서 전혀 모의하지 못했던 소백산맥 쪽에서의 낮은 기온이 약하게나마 모의되는 것을 알

수 있다. 이러한 기온 모의의 차이는 해상도에 따른 지형 표현의 차이에 의해 발생할 수 있다. 해상도가 0.25° 인 관측에서는 태백산맥과 소백산맥의 형태와 고도가 세밀하게 나타나지만, N256 해상도인 현업에서는 산맥의 형태가 뚜렷하게 나타나지 않으며, 고도 또한 실제보다 현저히 낮게 표현된다(not show). 반면, N512 해상도를 가진 고해상도 예측자료에서는 태백산맥이 관측과 유사하게 표현되고 있으며, 현업에서 나타내지 못하였던 소백산맥의 고도 역시 개선되어 나타났다. 따라서, 고해상도 예측자료가 지형을 좀 더 현실적으로 모의함으로써 고도에 의한 기온 감을 또한 개선되는 것으로 보인다.

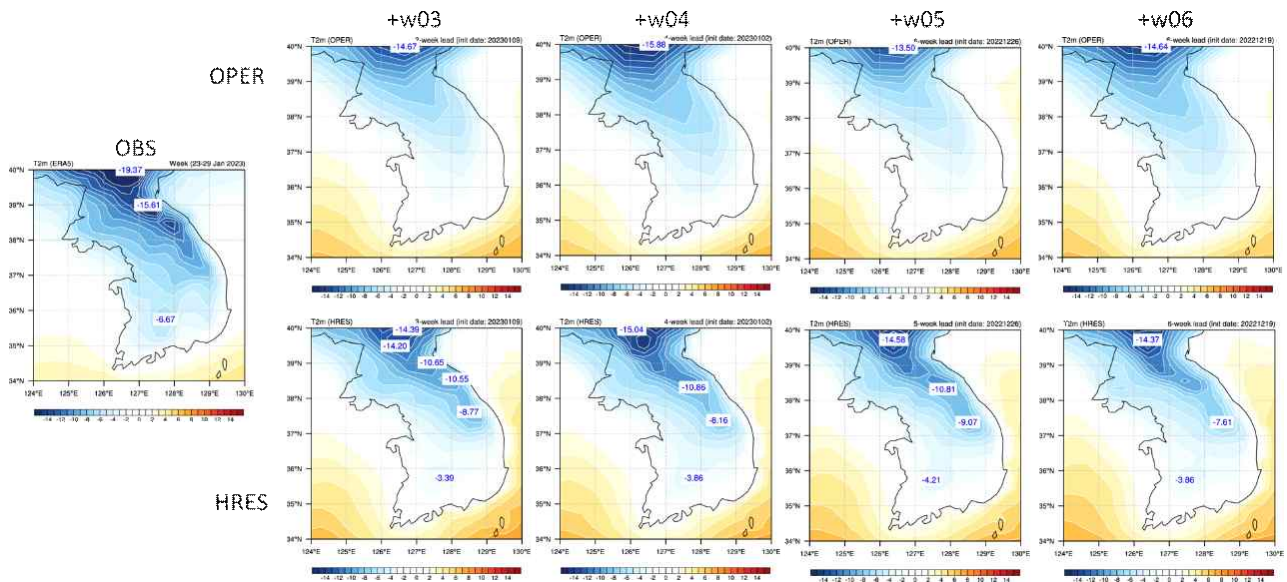


Figure 3.3. Weekly mean 2-m temperature during 23-29 Jan 2023 of observation (left), operation (OPER; top), and high-resolution forecast (HRES; bottom). The OPER and HRES correspond to lead time of 3-6 weeks.

관측과의 기온 차이를 살펴보면 현업은 태백산맥과 소백산맥에서 양의 오차가 크게 나타나며 이러한 편차는 리드타임과 무관하게 나타나는 것을 확인할 수 있다(Figure 3.4). 고해상도 예측자료의 경우 산맥을 따라 나타나는 양의 오차는 현저하게 감소하는 것을 알 수 있다. 그러나, 강원도 인근 동해에서의 양의 오차가 현업에 비해 크게 나타났다.

Figure 3.5에서는 한파가 발생한 주의 기온 편차장을 살펴보았다. 관측에서는 남한 전역에서 음의 편차가 나타나는 반면 현업에서는 음의 편차가 거의 나타나지 않았다. 특히 5주전 예측의 경우 한파가 발생한 주였음에도 불구하고 양의 편차가 나타났다. 반면, 고해상도 예측자료에서는 선행시간에 관계없이 태백산맥에서 약한 음의 편차가 나타나는 것을 확인할 수 있다. 그러나, 관측에 비해 강도가 매우 약하며 강원도 주변 동해안에서는 양의 편차가 나타났다.

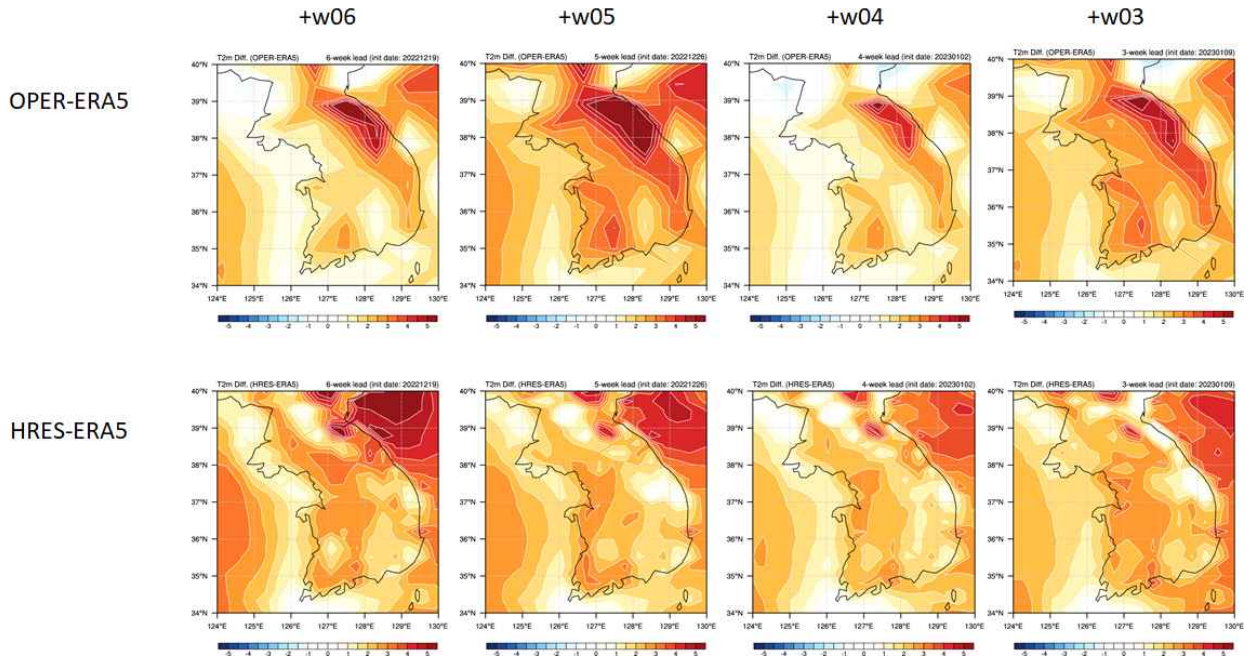


Figure 3.4. Difference of 2-m temperature between (top) OPER and observation, (bottom) HRES and observation

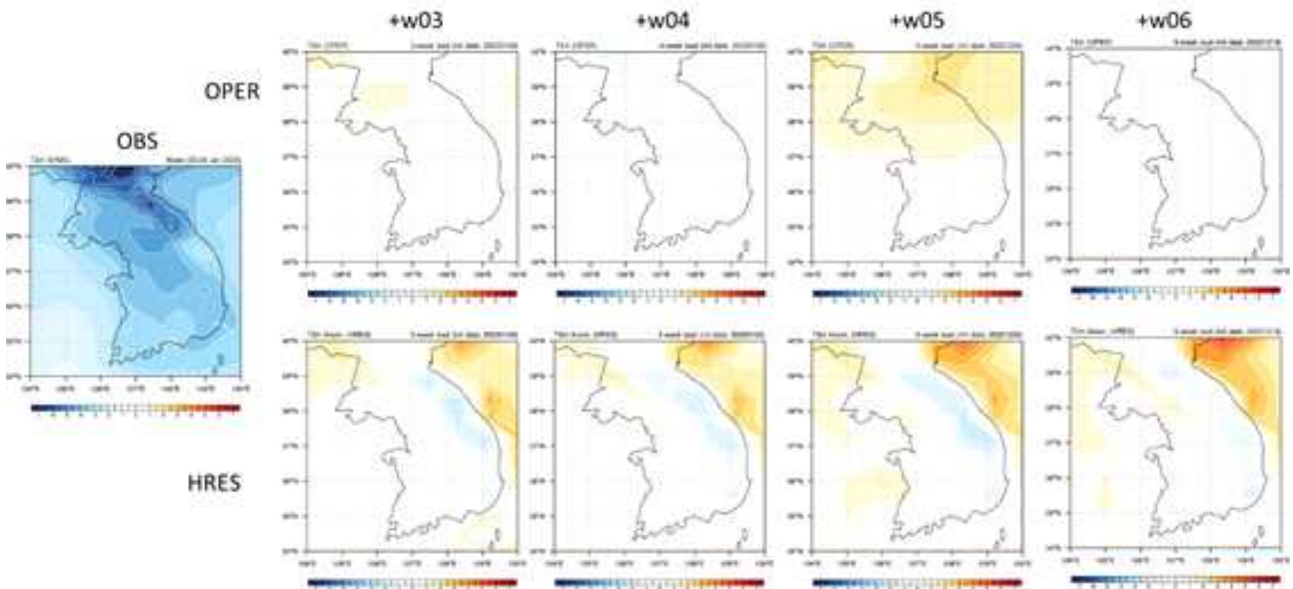


Figure 3.5. Same as in Figure 3.3 except for 2-m temperature anomalies

편차장 계산에 사용되는 GloSea6는 선행연구들을 통해 겨울에 음의 계통적 오차를 보이는 것으로 알려져 있다(Kim et al. 2021, Hyun et al. 2022). 이 부분이 한파 예측을 어렵게 하는 측면이 있을 것이라 생각된다. 다소 고무적인 부분은 같은 기후값을 사용함에도 불구하고 고해상도 예측장에서는 현업에 비해 개선된 부분이 나타난다는 것이다. 또한, 현업의 기후값을 적용하기 위해 해상도를 현업과 동일하게 낮추었음에도 불구하고 음의 오차가 나타나 이상저온

현상 모의가 개선될 수 있는 여지를 보였다.

Figure 3.6에서는 현업과 고해상도 예측자료의 예측 불확실성을 살펴보기 위해 56개 멤버의 현업 데이터와 14개 멤버의 고해상도 데이터의 지표기온 예측값을 선행시간별로 비교하였다. 지표기온은 Figure 3.2의 도메인(124E-130E, 34N-40N)에서 지표만의 평균값으로 계산되었고, 가장 오른쪽에는 hindcast 기간 동안 관측에서 나타난 기온값의 스프레드를 나타내었다. 1993년부터 2016년 24년 동안 관측의 평균값은 영하 1도 정도로 나타났으며, 2023년 1월 한파 기간에는 약 영하 4.7도의 기온이 관측되었다. 현업은 관측보다 높은 기온을 예측하여 한파 예측에 어려움이 있음을 보여주고 있는 반면, 고해상도 예측자료는 관측값과 유사한 앙상블 평균값을 보인다. 앙상블 스프레드를 비교했을 때도 OPER에 비해 HRES가 아래 쪽으로 치우쳐 있어 보다 낮은 기온을 예측하고 있음을 알 수 있으며, 이는 지형에 의한 효과로 추정된다. 스프레드의 크기를 비교했을 때 56개의 멤버를 가진 OPER와 14개의 멤버를 가진 HRES의 불확실성 차이가 크지 않음을 알 수 있다.

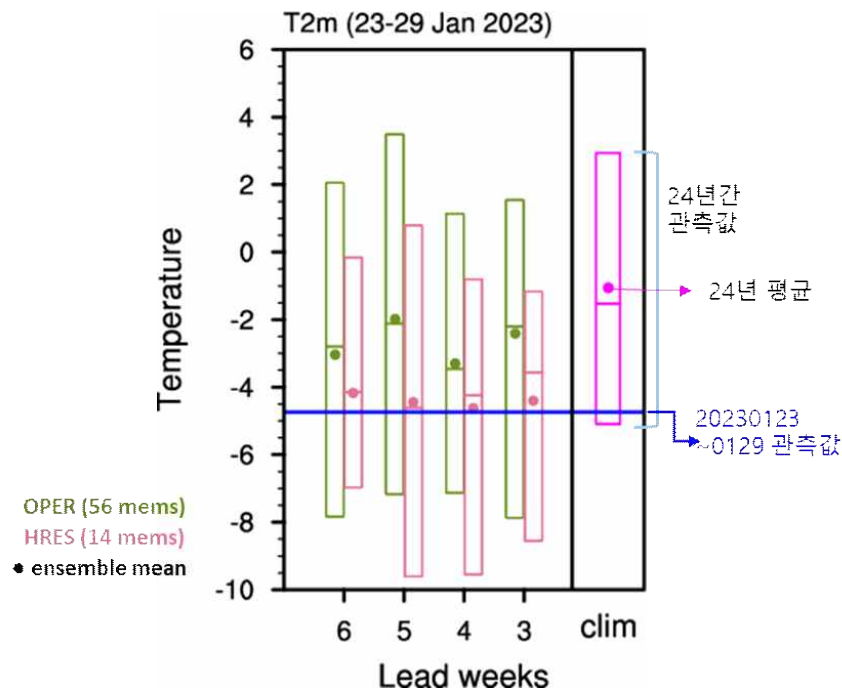


Figure 3.6. Distribution of 2-m temperature over South Korea (only land; 34-40N,124-130E) using ensemble members. The length of the boxes represent ensemble spread, horizontal lines in the boxes are the median value, and the closed circles are ensemble mean. The rightest box represents observation. The length of the rightest box represents spread of 24 years from 1993 to 2016, horizontal line is median, and the closed circle is average during 24 years.

기온의 변동에 따라 한파 발생 2주전부터 한파 발생주까지의 기간을 초기(early stage), 발

달기(developing stage), 발생기(outbreak stage)로 나누어 순환장을 살펴보았다(Figure 4). 한파 발생 2주 전인 초기에는 우랄 산맥 부근에서 고기압 편차장이 나타나고 있으며, 북시베리아에는 기압골이 위치하고 있다. 발달기가 되면 우랄 부근의 기압능이 더욱 강해져 블로킹을 형태를 보이며, 극에서 기압능이 형성되면서 기압골을 남쪽으로 끌어내리는 모습을 보인다. 따라서, 우랄 블로킹이 강화되고 우리나라 북쪽에는 기압골이 형성되며 동아시아 쪽으로 찬공기가 유입되기 좋은 구조를 형성하였다. 발생기에는 우랄 블로킹이 동서방향으로 더욱 확장되고 베링해 부근에 능이 형성되며 찬공기의 동진이 저지되고, 동시에 상층 제트가 우리나라 부근에 위치하여 찬공기가 남쪽으로 빠져나가기 힘든 구조가 형성되어 한파가 발생한 것으로 보인다.

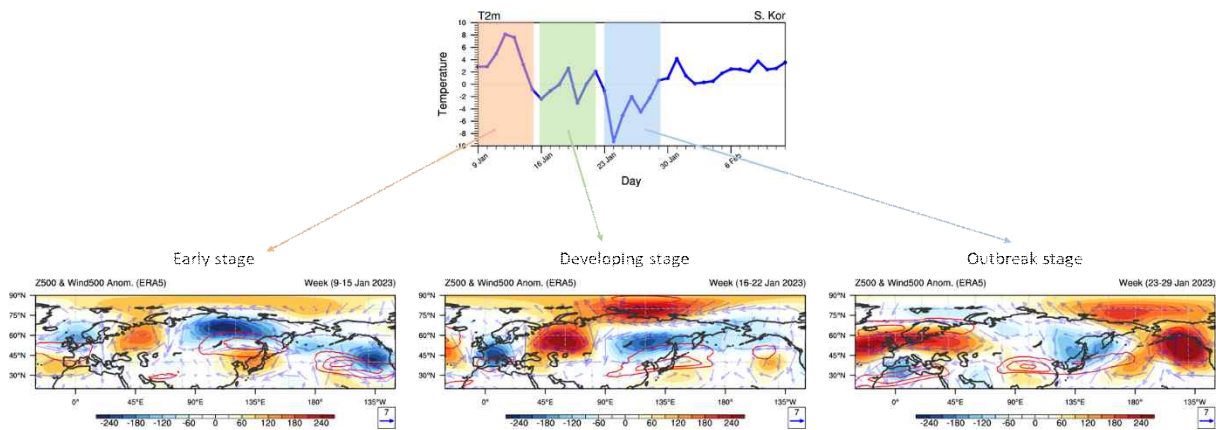


Figure 3.7. Observational 500-hPa geopotential height anomaly (shaded), 850-hPa wind (vector), and 200-hPa jet (red contour) during early stage, developing stage, and outbreak stage.

이러한 구조가 현업과 고해상도 예측자료에서도 잘 모의되는지 살펴보았다(Figure 3.8). 선행시간이 가장 긴 2022년 12월 19일 초기장을 사용한 예측(+w06)의 경우 현업에서는 한파가 발생할 수 있는 순환장이 거의 모의되지 않는 것을 알 수 있다. 한파 발생 1주 전 우랄 산맥 부근에서 약한 고기압성 순환이 모의되지만 1주 후에는 거의 사라져 북쪽의 찬 공기가 중위도로 내려올 수 있는 환경이 조성되지 않았다. 반면, 고해상도 예측자료에서는 초기부터 우랄 블로킹이 형성되는 모습이 나타났으며, 이는 한파가 발생하는 주까지 유지되는 것을 확인할 수 있다. 또한, 관측에 비해 강도도 약하고 동쪽으로 치우쳐져 있기는 하지만 우리나라 부근에 저기압성 순환과 북미 해안의 고기압성 순환 또한 모의되었다.

2022년 12월 26일 초기장을 사용한 예측(+w05)에서는 Developing stage에 HRES에서 우랄 부근 고기압성 순환이 강화되는 모습이 보였고, 동시베리아 해에서 보퍼트 해까지 넓게 퍼져있는 고기압성 순환이 나타나 현업과 다른 순환장을 보였다. 이러한 순환장은 HRES에서 한파 발생 주에 더욱 강해졌으나 OPER에서는 나타나지 않았다.

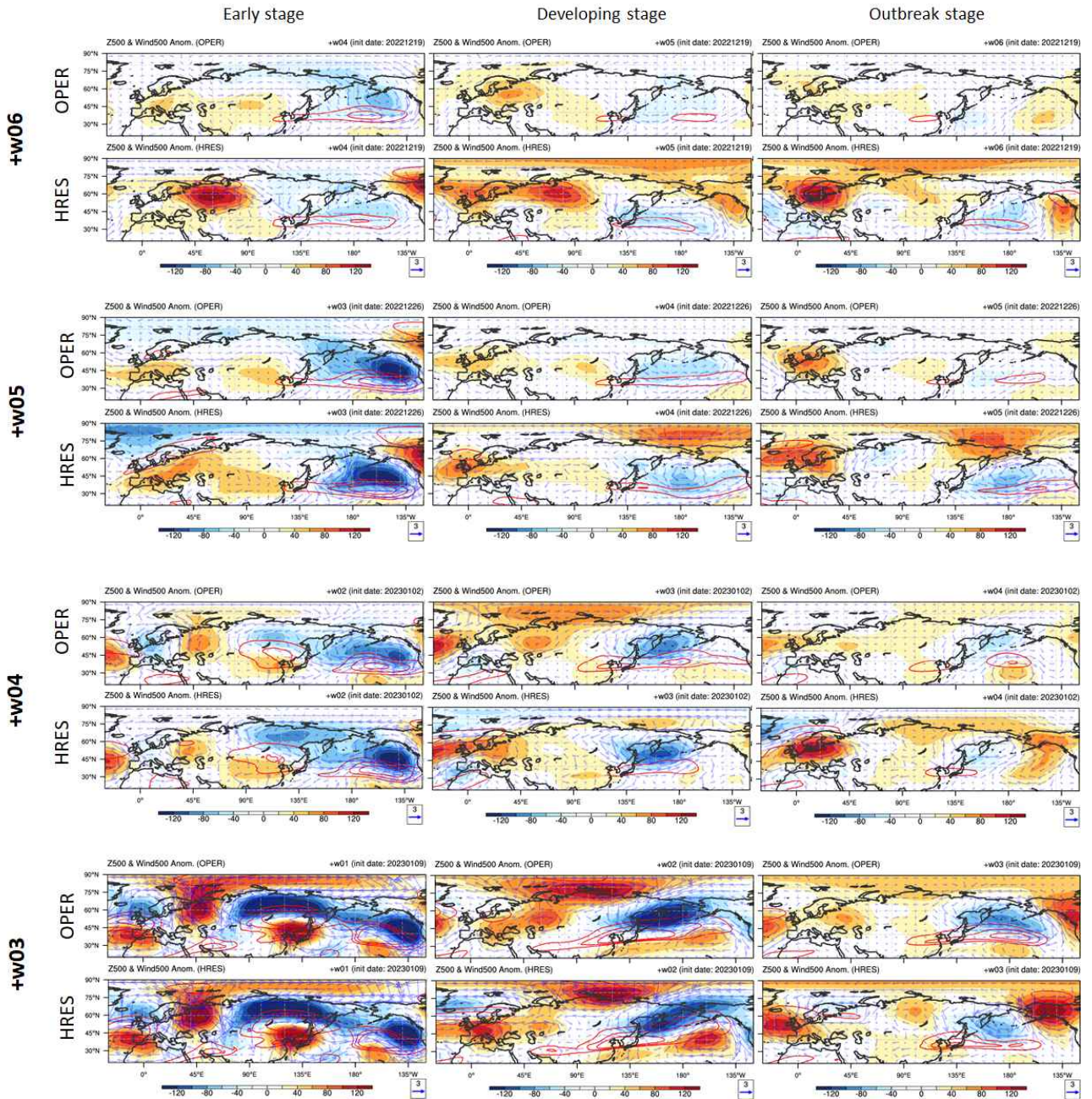


Figure 3.8. Same as in Figure 3.7, except for OPER and HRES with from 6-weeks lead to 3-weeks lead.

2023년 1월 2일 초기장을 사용한 예측(+w04)부터는 early stage부터 OPER와 HRES에서 모두 우랄 산맥 부근에서 고기압성 순환이 나타난다. 또한, 북시베리아에서 저기압성 순환, 남쪽으로 고기압성 순환이 나타나는 것을 확인할 수 있다. Developing stage에도 우랄 부근에 여전히 고기압성 순환이 모의되고 있으며, 베링 해에서 저기압성 순환이 나타나는데 관측에서는 북시베리아에서 약간 남하하여 저기압성 순환이 위치하는데 비해 동쪽으로 치우친 모습이다. 한파 발생 주를 살펴보면 OPER와 HRES를 비교했을 때 HRES에서 우랄, 북미 해안쪽의 고기압성 순환이 상대적으로 뚜렷하게 모의되었다.

선행시간이 가장 짧은 23년 1월 9일 초기장이 적용된 예측(+w03)에서는 OPER와 HRES의 순환장이 매우 유사하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 또한, early stage와 developing stage 까지 관측과 유사한 기압계가 모의되어 초기조건의 효과가 뚜렷하게 나타남을 알 수 있다. 그러나, outbreak stage에는 편차장의 강도가 관측에 비해 현저히 약하고, 편차장의 중심 또한 관측과 다르게 나타났다. 현업의 경우 우랄 산맥 서쪽에 양의 편차가 나타나지만 크기와 강도가 매우 약했고, 고해상도 예측에서는 양의 편차장이 관측에 비해 서쪽으로 많이 치우쳐져 모의되었다. 관측에서 우리나라와 일본에 위치했던 음의 편차장 또한 동쪽으로 편향되어 나타났다.

3.3.1.2. 2025년 2월 한파

2025년 2월 3일부터 9일 사이에 발생한 한파는 북대서양 폭풍 저기압의 북극 유입으로 인한 우랄 블로킹 발달 등의 영향으로 봄이 온다는 입춘임에도 추위가 사례이다(Figure 3.9). 1월 중순부터 이어진 양의 북극진동이 1월 말 약화되어 2월 7일경 음의 북극진동으로 전환 되었으며 우랄 지역, 바렌츠-카라 해, 오호츠크해~베링해 주변에 폭넓게 블로킹이 발달하면서 기압계 흐름이 정체 되어 우리나라 주변에 강한 저기압성 흐름이 유도되었고, 찬 북풍이 지속적으로 유입되었다.

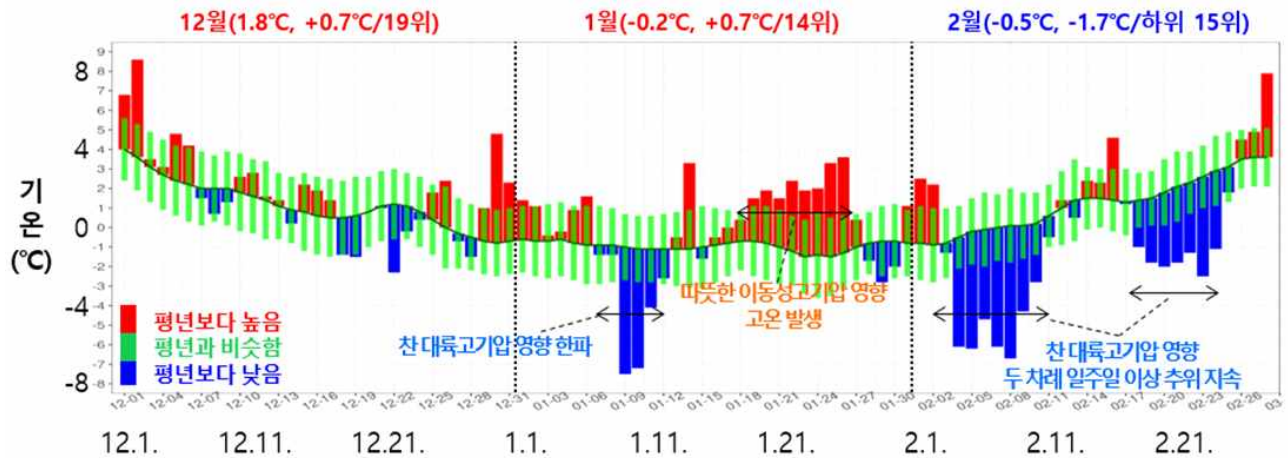


Figure 3.9. Daily evolution of temperature from December 2024 to February 2025 (출처: 기상청 보도자료)

관측에서는 산맥을 따라 낮은 기온이 나타나고 있으며 남한 내에서는 최저 기온이 영하 16.5도 정도로 나타났다(Figure 3.10). 반면, 현업은 지형적 특성을 거의 모의하지 못하고 있으며 위도가 높아질수록 기온이 낮아지는 현상만을 나타냈다. 고해상도 자료의 경우 관측만큼 낮은 기온은 아니지만 산맥이 위치한 지역에서의 기온을 낮게 모의하여 기온의 분포는 관측과 유사하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 특히, 현업에서 전혀 모의하지 못했던 소백산맥 쪽에서의 낮은 기온이 약하게나마 모의되는 것을 알 수 있다.

아노말로리로 살펴보았을 때도 현업은 한파를 거의 모의하지 못하는 것을 알 수 있다(Figure

3.11). 고해상도 예측자료 또한 관측만큼 강한 한파를 모의하지는 못하였다. 그러나, 현업과 비교했을 때 상대적으로 낮은 기온을 예측하였다.

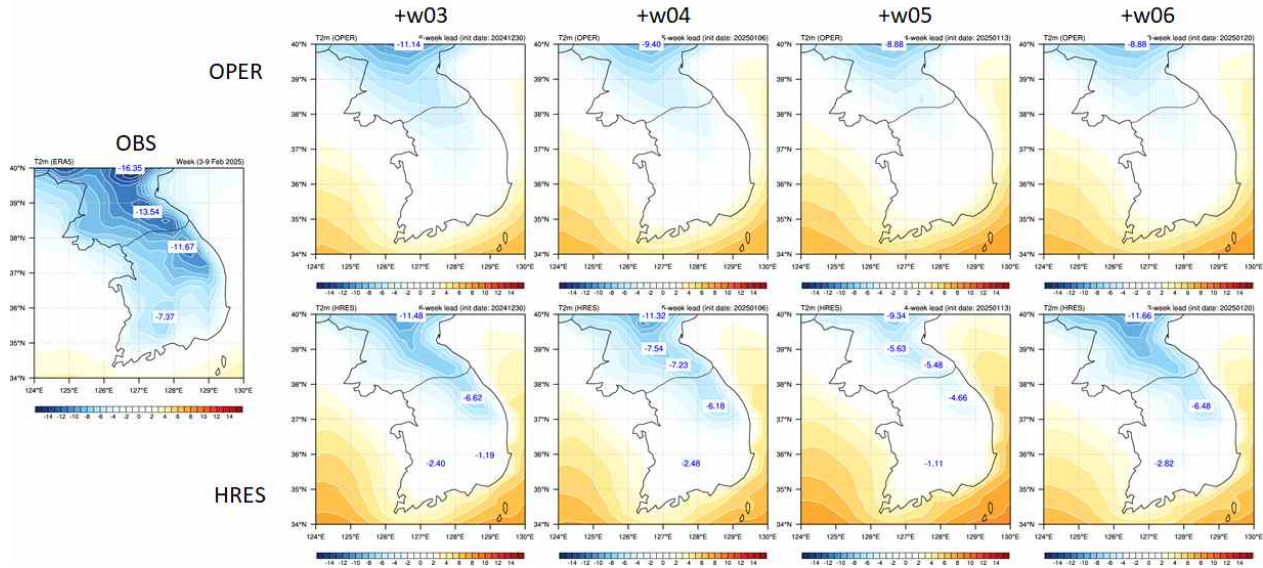


Figure 3.10. Same as in Figure 3.3 except for 2-m temperature during 3–9 February 2025

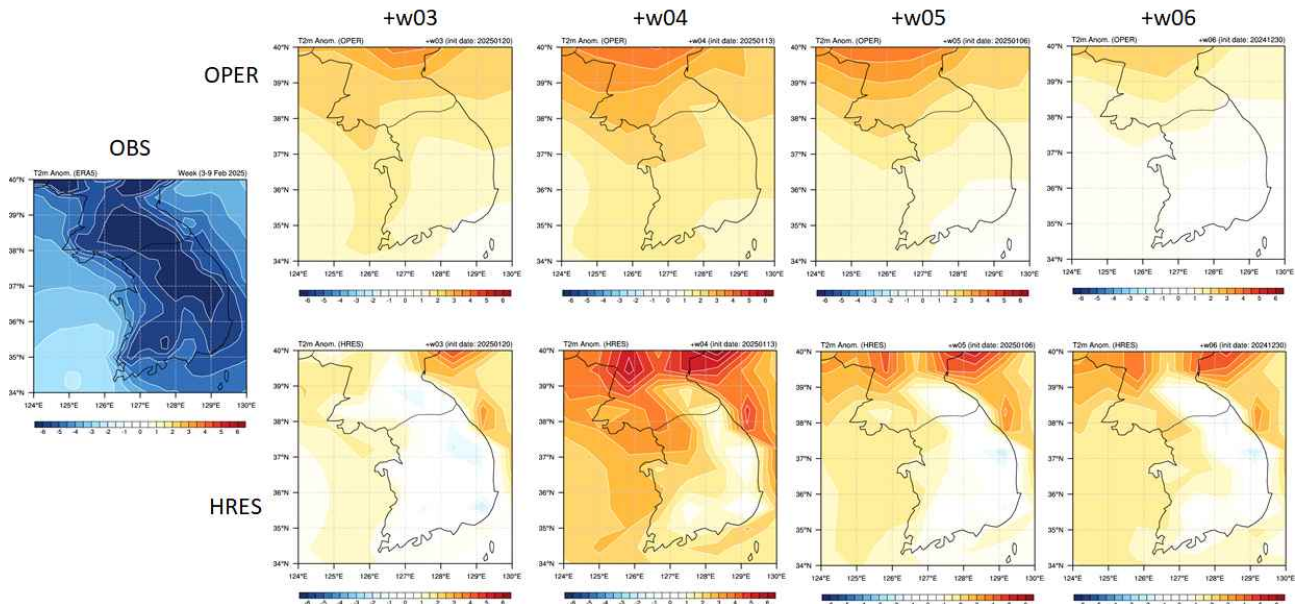


Figure 3.11. Same as in Figure 3.3 except for 2-m temperature anomalies during 3–9 February 2025

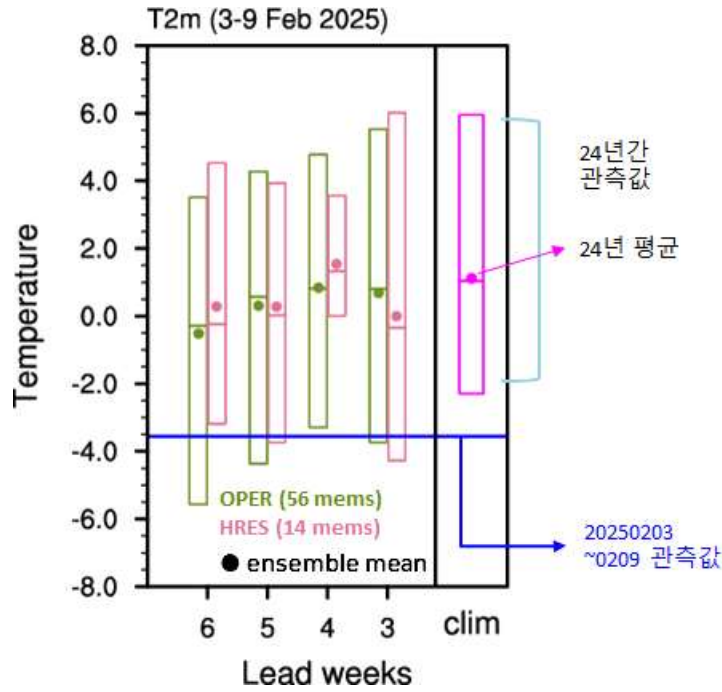


Figure 3.12. Same as in Figure 3.6 except for during 3-9 February 2025

현업(OPER)과 고해상도(HRES) 예측자료의 예측 불확실성을 살펴보기 위해 56개 멤버의 현업 데이터와 14개 멤버의 고해상도 데이터의 지표기온 예측값을 선행시간별로 비교하였다(Figure 3.12). 지표기온은 남한(124E-130E, 34N-40N) 평균값으로 계산되었고, 가장 오른쪽에는 hindcast 기간 동안 관측에서 나타난 기온값의 스프레드를 나타내었다. 1993년부터 201년 24년 동안 관측의 평균값은 1도 정도로 나타났으며, 2025년 2월 한파가 나타난 2월 3일~2월 9일에는 약 영하 3.5도의 기온이 관측되었다. 그에 비해 현업과 고해상도 자료에서는 높은 기온이 예측되었으며, 앙상블 평균을 비교했을 때 OPER에 비해 HRES가 다소 높은 기온을 예측하고 있음을 알 수 있다. 이는 해당 영역에 포함된 해양에서 높은 기온이 예측되었기 때문이다. 3주~6주 선행시간 동안 대체적으로 고해상도 예측자료의 앙상블 스프레드가 작게 나타나기는 하지만 앙상블 수가 4배 더 많은 현업에 비해 큰 차이가 나타나지는 않았다.

한파 발생 1주전부터 한파가 발생하는 주까지의 관측에서 나타나는 해면기압과 하층 바람 편차장을 살펴보았다(Figure 3.13). 한파 발생 1주전부터 북대서양에서 폭풍 저기압이 형성되는 것을 볼 수 있다. 북대서양 폭풍 저기압은 북대서양(그린란드 남쪽 해양)에서 경압불안정(해수면온도의 큰 남북차이, 강한 바람 등으로 인해 대기가 불안정해지는 상태)이 커져 강하게 발달한 저기압으로 중위도의 따뜻한 공기를 북극지역으로 유입시켜 북극 주변의 기온을 상승시키고, 이로 인한 기온 상승은 한달 이상 지속될 수 있는 것으로 알려져 있다. 한파 발생 1주 전부터 형성된 북대서양 폭풍 저기압은 한파 발생 주에도 지속되고 있으며, 이 때 하층 바람장에서는 중위도의 따뜻한 공기가 북극으로 유입되는 것을 확인할 수 있다. 이로 인해 북극과 중위도의 기온차가 약해 지면서 유럽~우랄 부근에 블로킹을 발달되었다.

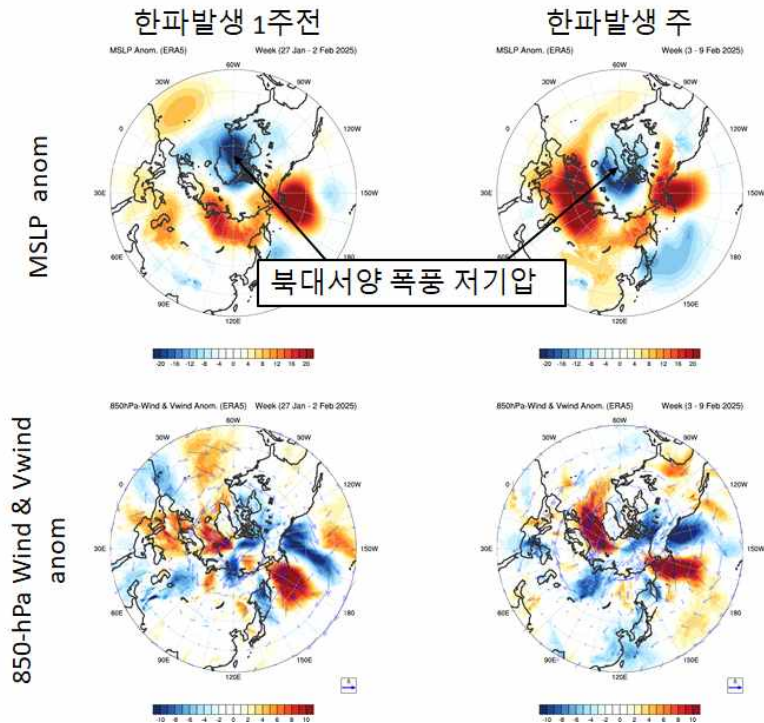


Figure 3.13. Observational (top) mean sea level pressure (MSLP) anomaly, (bottom) 850-hPa wind (vector), and meridional wind (shaded) during developing stage, and outbreak stage.

현업과 고해상도 예측자료에서의 순환장 또한 살펴보았다. 한파 발생 1주전 현업과 고해상도 예측자료가 예측하는 해면기압과 하층 바람 편차장을 살펴보았다(Figure 3.14). 3주 전 예측에서는 현업과 고해상도 예측자료에서 모두 북대서양 폭풍 저기압이 잘 모의되고 있다. 4주 전 현업 예측에서는 북대서양 폭풍 저기압이 다소 약하고 남쪽으로 모의되었다. 고해상도 예측자료는 현업과 유사한 편차장을 보이지만 북대서양 폭풍 저기압의 강도는 현업보다 다소 강하게 모의하였다. 선행시간 5주에서는 현업과 고해상도 모두 북대서양 폭풍 저기압을 잘 모의하지 못하였다. 6주 전 예측에서는 현업에서 나타나지 않은 저기압이 고해상도 예측자료에서는 약한 강도로 모의되었다.

한파 발생 주에는 북대서양 폭풍 저기압이 유지되면서 유럽~우랄 지역 부근에서 블로킹이 나타난다(Figure 3.15). 선행시간이 가장 짧은 3주 전 예측에서는 고해상도 예측보다 현업 예측에서 저기압과 블로킹의 강도가 강하게 나타난다. 4주 전 예측에서는 북대서양 폭풍 저기압의 강도와 위치는 고해상도 예측자료에서 더 정확하게 모의되었고, 블로킹은 현업과 고해상도 예측자료에서 모두 약하고 서쪽으로 치우쳐 나타났다. 5주 전 예측에서는 한파 1주전 순환장 예측에서와 마찬가지로 두 예측자료가 모두 관측 순환장을 잘 모의하지 못하였다. 6주 전 현업 예측은 저기압성 순환과 블로킹이 모두 매우 약하게 나타나는 반면 고해상도 예측에서는 현업에 비해 관측과 유사한 순환장이 모의되었다.

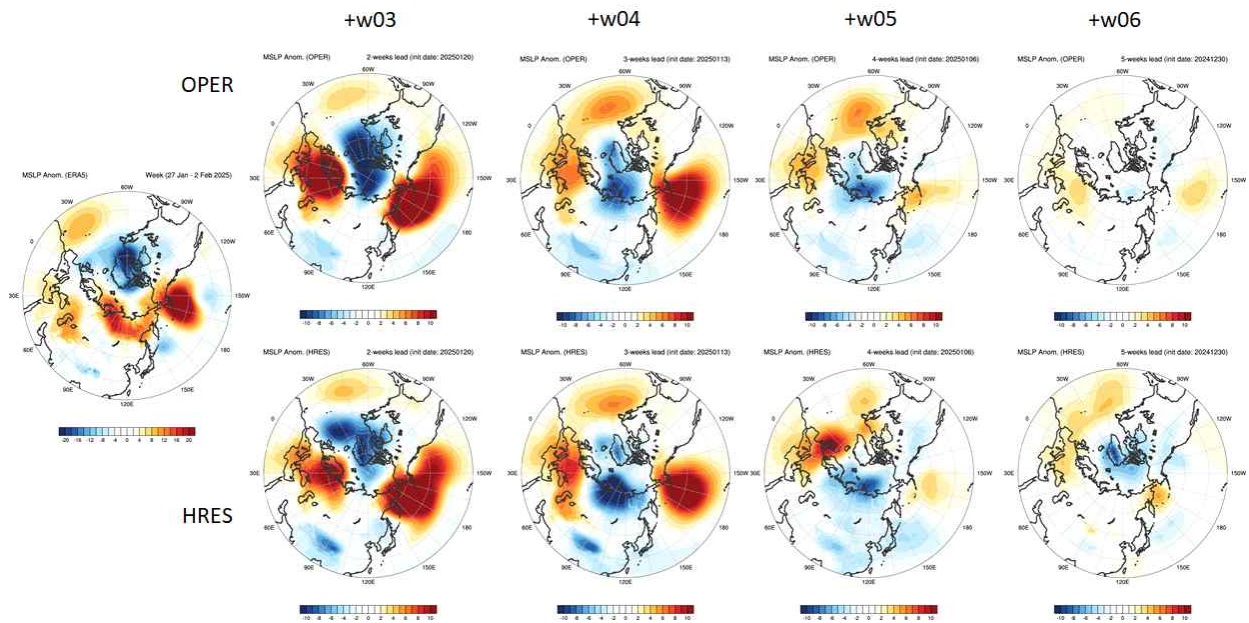


Figure 3.14. MSLP anomalies of OPER and HRES during developing stage (1-week before cold surge event)

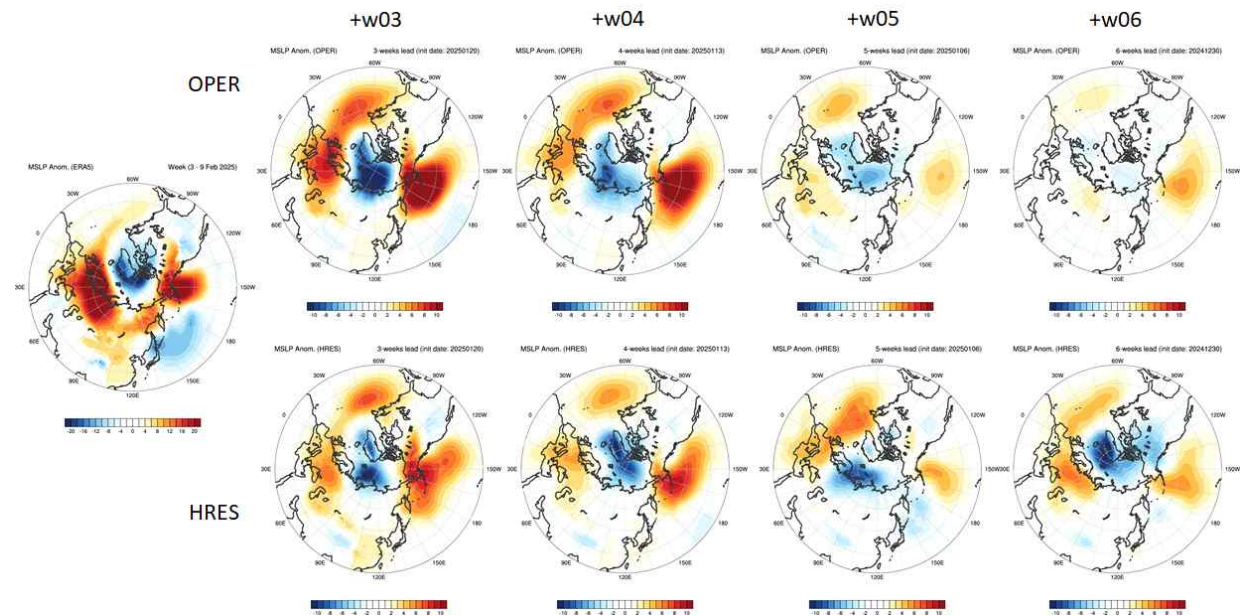


Figure 3.15. Same as in Figure 3.14 except for outbreak stage

한파 발생 주에는 관측과 달리 모델에서는 중위도에서 극으로의 바람이 약해지는 경향을 보였다(Figure 3.17). 3주 전 예측에서는 고해상도 예측보다 현업에서 오히려 더 강한 남북 바람을 모의하였다. 4주 전 예측에서는 현업과 고해상도 예측이 모두 북대서양 폭풍 저기압의 영향으로 인한 극으로의 공기 유입을 모의하는 것으로 나타났으나, 5주 전 예측에서 한파 발생 1주 전 예측에서 나타난 것과 마찬가지로 두 예측자료가 모두 순환장을 잘 모의하지 못하였다.

6주 전 예측에서는 현업과 고해상도 예측자료의 차이가 가장 뚜렷하게 나타나 현업에서 모의하지 못한 순환장이 고해상도 예측자료에서는 약하게나마 모의되는 것으로 보인다.

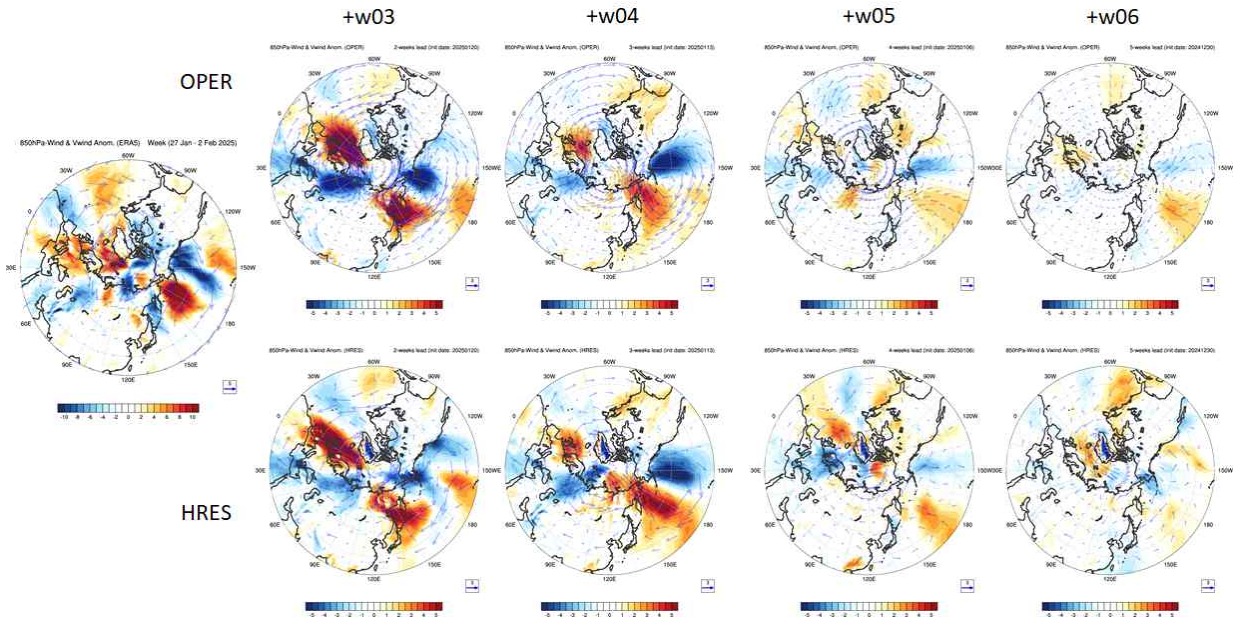


Figure 3.16. Same as in Figure 3.14 except for 850-hPa meridional wind

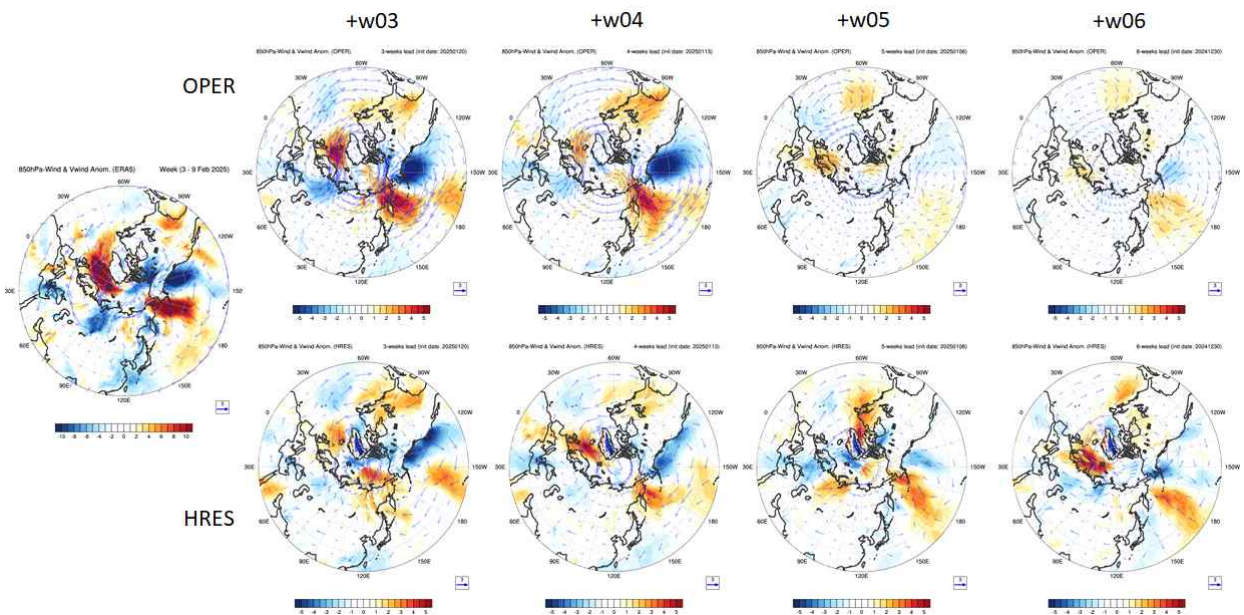


Figure 3.17. Same as in Figure 3.14 except for 850-hPa meridional wind during outbreak stage

3.3.1.3. 한파 예측성능 개선을 위한 제안

앞서 언급한 바와 같이 현업과 고해상도 예측장에서 음의 편차를 모의하지 못하는 것은 현업의 기후값이 강한 음의 오차를 가지는 것과 밀접한 관계가 있다. 관측과 모델 hindcast의 차이를 통해 배경장의 오차를 살펴보면 모델은 기후값 자체가 기온을 매우 낮게 모의하기 때문에(Figure 3.18) 예측장에서 강한 음의 편차를 보이기 위해서는 기후값보다 낮은 기온이 모의되어야 한다. 그러므로 한파 예측의 경우 편차장에서 한파로 볼 수 있을만큼 낮은 기온이 나타나기 어려운 구조적 오차가 있다. 이러한 부분이 개선 혹은 보정된다면 한파 예측이 개선될 여지가 있으므로 이 장에서는 GloSea6 hindcast 대신 관측 기후값을 사용하여 편차장을 구하고 한파와 관련된 순환장과 예측성을 살펴보았다.

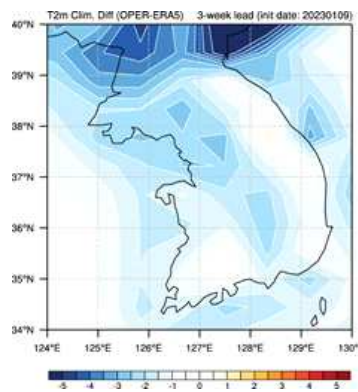


Figure 3.18.
2-m temperature bias of
GloSea6 hindcast

Figure 3.19은 관측장을 기후값으로 하여 편차장을 구한 뒤 Z500 편차의 경도-시간 및 위도-시간 변화, 남북 바람 편차의 위도-시간 변화를 6주 전 예측과 3주 전 예측에서 살펴본 것이다. 관측은 한파발생 2주 전부터 발생기까지 우랄 블로킹의 형성과 유지, 극 기압능의 남하에 따른 동아시아 기압골의 남동진과 북풍의 유입을 잘 보여준다. 6주 전 OPER와 HRES 예측을 비교해 보면 OPER에서 관측에서 나타난 특징들이 잘 모의되지 못한 것을 확인할 수 있다. 반면 HRES는 관측에 비해 강도는 약하지만 우랄 블로킹의 형성과 유지, 동아시아 기압골의 동진 및 극 기압능의 남하에 따른 북풍 유입을 잘 모의하고 있다. 3주 전 예측에서는 HRES와 OPER의 예측이 거의 유사하게 나와 선행시간이 짧을 때는 고해상도 예측자료의 개선 효과가 뚜렷하지 않을 수 있음을 보여준다.

극한예측지수(Extreme forecast index; EFI)를 활용하여 한파 예측에서 배경장의 오차 개선이 미치는 직접적 영향 또한 살펴보았다. EFI는 예보된 확률분포가 과거 기후분포로부터 얼마나 벗어나 있는지를 정량화하는 지표로 예측된 값이 극단적인 기후 상태에 해당할 가능성을 진단하기 위해 사용된다. EFI는 예측 앙상블의 누적분포함수(cumulative distribution function; CDF)와 장기 기후분포의 CDF 간 차이를 면적으로 계산하며, 그 결과값은 -1에서 1 사이의 범위를 갖는다. 양의 EFI는 기후 평균보다 높은 쪽(예: 고온, 강수량 증가 등)으로의 극단을, 음의 EFI는 낮은 쪽(예: 저온, 건조 등)으로의 극단을 의미한다. 일반적으로 EFI의 절대값이 0.5~0.8

이면 비정상적인 현상이 발생할 가능성이 높고, 0.8 이상일 때 해당 지역에서 극한 현상이 발생할 가능성이 높다고 해석된다(Persson 2015). EFI는 단순한 평균 예측치가 아닌 분포 전체의 변화와 꼬리 부분의 변화를 함께 반영하기 때문에 극한기상 예측의 조기경보나 신뢰도 평가 지표로 널리 활용되고 있다.

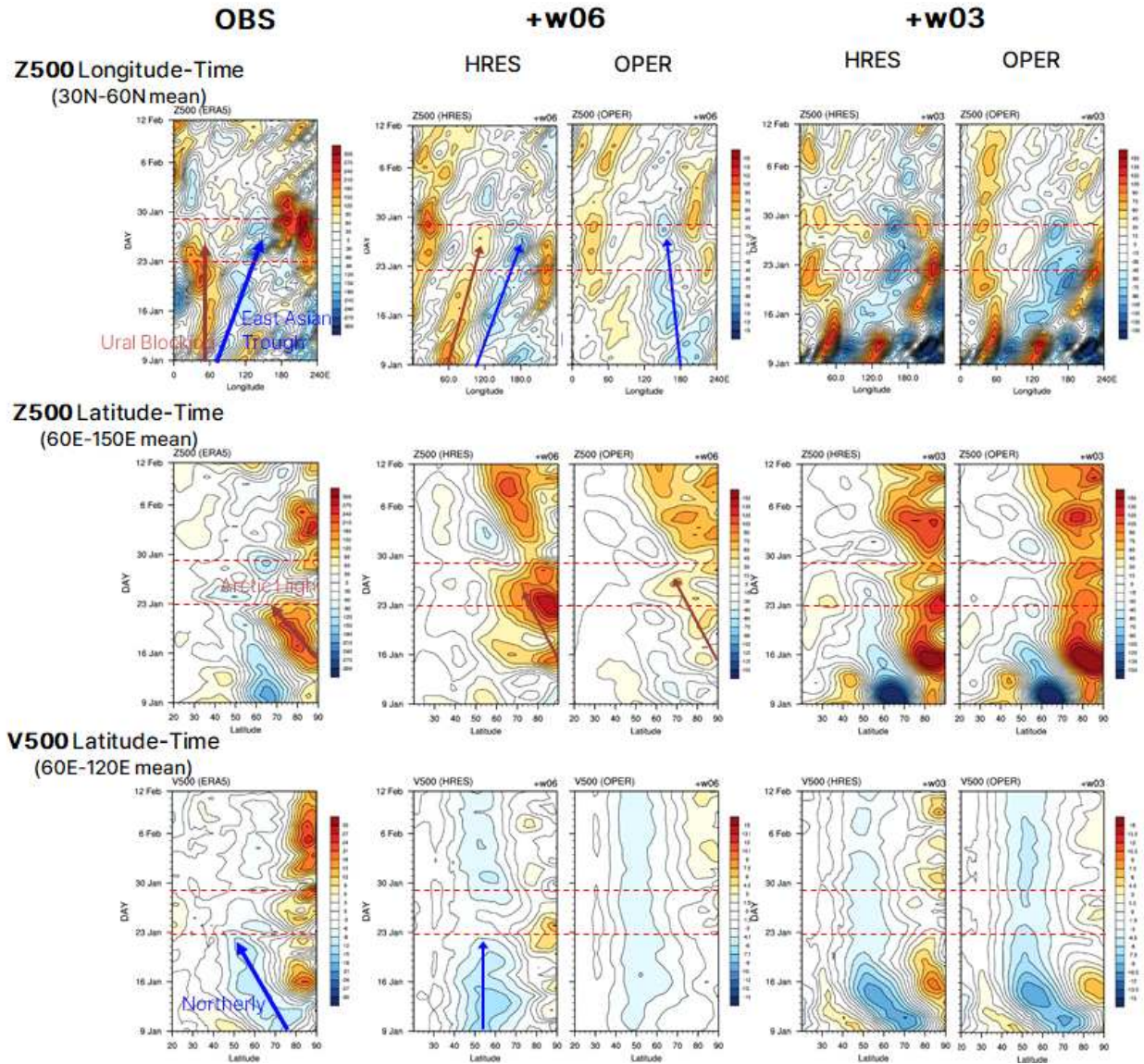


Figure 3.19. (Top) Longitude-time plot of 500-hPa geopotential height, (Middle) latitude-time plot of 500-hPa geopotential height, and (bottom) latitude-time plot of 500-hPa meridional wind in case of extreme cold in January 2023.

Figure 3.20는 2023년 1월 한파 사례에 대한 6주 전과 3주 전 EFI를 나타낸 것이고, 비교검증을 위해 관측의 편차장을 제시하였다. 6주 전 예측에서 OPER와 HRES는 관측의 아노말리 패턴과 유사한 패턴으로 한파를 예측하였다. OPER와 HRES를 비교했을 때 HRES가 내륙의 한파 발생 지역을 관측과 좀 더 유사하게 나타내고 있다. 북한에서 나타나는 강한 음의 아노말리를 지역적으로 세밀하게 나타내었으며, 남한에서 하위 10 퍼센타일 이하의 기온이 관측된 곳을

EFI -0.6 이하로 예측하여 한파가 발생할 가능성을 잘 모의하였다. 3주 전 예측에서는 OPER와 HRES 모두 EFI의 예측 강도가 오히려 줄어들었으나 OPER에 비해 HRES가 관측과 가까운 패턴을 보임을 알 수 있다.

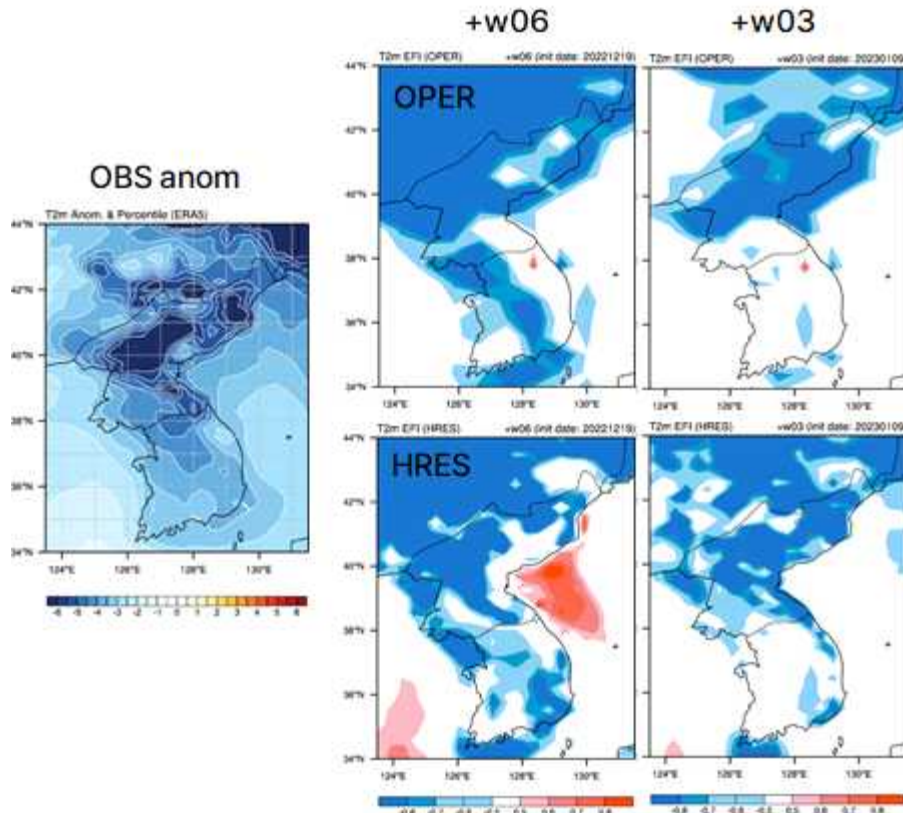


Figure 3.20. (Right) 2-m temperature anomaly of observation, (Left) 2-m temperature EFI of OPER and HRES for 23-29 January 2023

2023년 1월 한파 사례에 비해 상대적으로 더 낮은 예측성능을 보였던 2025년 2월 한파 사례에 대해서도 같은 방법을 적용하여 EFI 분석을 수행하였다(Figure 3.21). 6주 전 예측에서 OPER와 HRES를 비교했을 때 HRES가 관측이 음의 아노말리를 나타내는 지역에서 EFI 지수를 낮게 모의하는 것을 알 수 있다. 3주 전 예측에서는 OPER가 남한의 한파를 거의 모의하지 못하는 것에 반해 HRES는 지역적 특성을 반영하면서 한파가 나타나는 지역적 분포 또한 현실적으로 예측하여 고해상도 예측자료의 이점을 잘 보여준다.

이와 같은 결과는 배경장의 오차를 개선한다면 한파 예측에 있어서 고해상도 예측자료의 활용성이 더 커질 수 있음을 제시하는 것이라 생각된다.

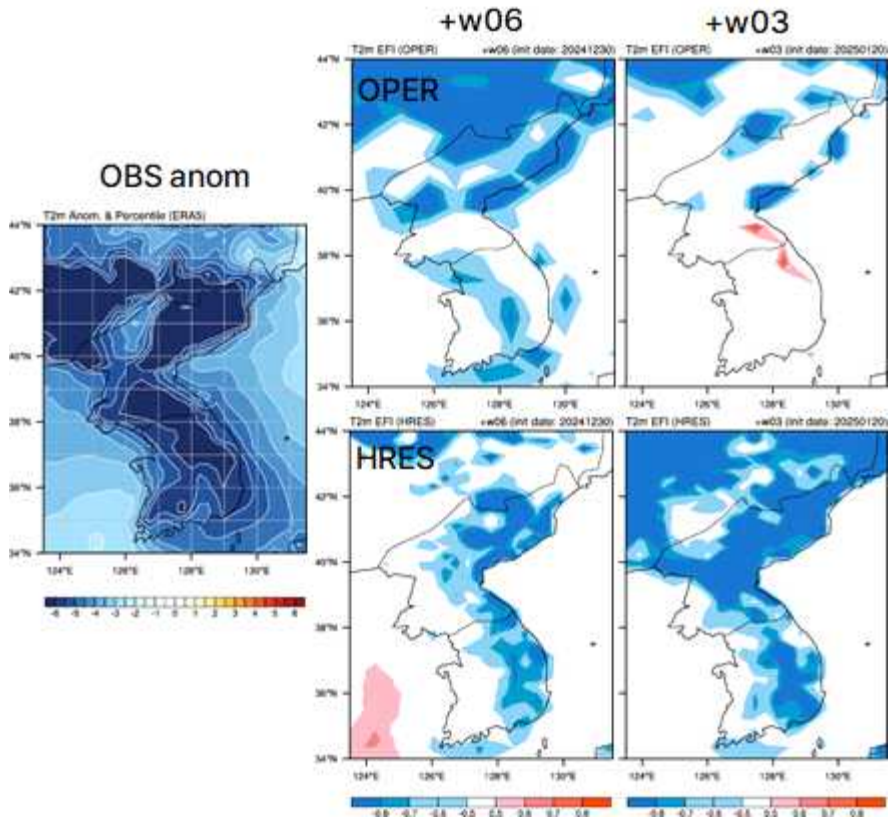


Figure 3.21. Same as in Figure 3.20 except for 3-9 February 2025

3.3.2. 이상강수

3.3.2.1. 2022년 8월 집중호우

2022년 8월 전국 평균 강수량은 평년과 비슷하였으나 장마철이 지난 이후에도 많은 비가 내렸다. 월 평균 강수량은 305.2mm로 평년과 비슷(225.3mm~346.7mm) 하였으나, 장마철과 장마철 이후부터 8월 말까지의 강수량은 각각 284.1mm, 335.3mm로 여름철 전체 강수량(672.8mm)의 42.2%와 49.8%를 차지하였다. 특히, 8월 8일부터 11일까지 4일간 정체전선이 중부지방에 지속적으로 머물면서 매우 많은 비가 내렸다.

2022년 8월 8일부터 8월 14일까지 일주일간의 강수 분포를 비교해 보았다(Figure 3.22). 관측의 경우 중부 지방을 중심으로 많은 양의 강수가 발생한 것에 반해 현업(OPER)과 고해상도 예측자료(HRES)는 관측보다 북쪽에 강수 코어가 위치하는 것을 확인할 수 있다. 또한, 관측과 동일한 스케일을 적용하여 비교하였을 때 현업과 고해상도 예측자료는 관측보다 현저히 낮은 강수를 예측하였다.

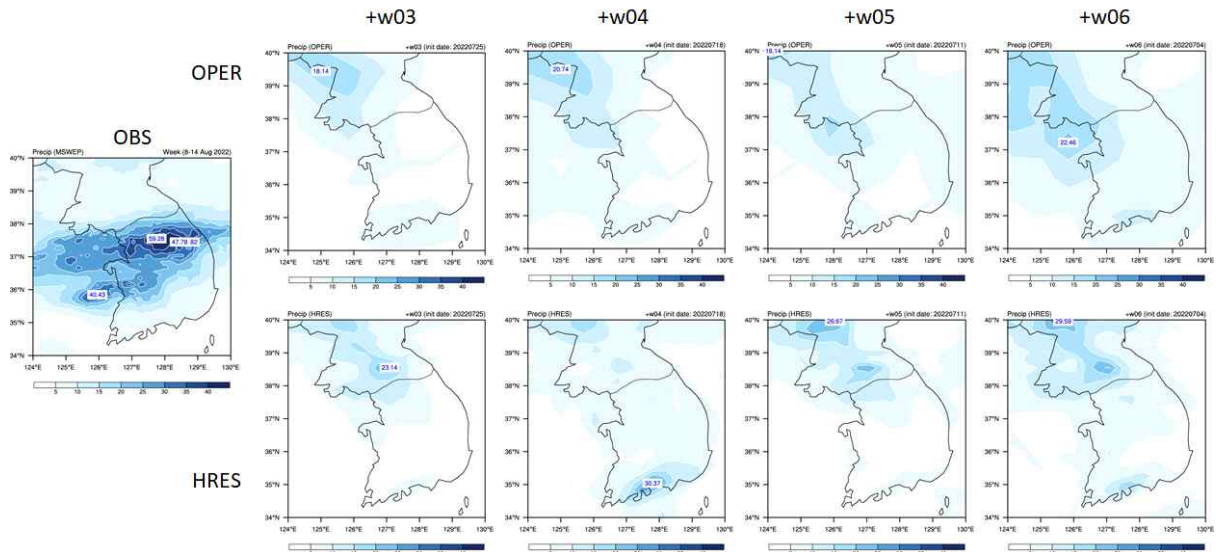


Figure 3.22. Weekly precipitation (mm/day) during 8-14 August 2022

같은 기간 동안 강수의 아노말리를 살펴보았다(Figure 3.23). 3주전 예측부터 6주전 예측까지의 강수 아노말리를 비교했을 때 현업과 고해상도 예측자료는 관측에 나타난 중부지방의 강한 강수를 예측하지 못하였다. 선행시간 별로 비교해 보면 6주 전 예측이 가장 많은 강수량을 예측하여 선행시간이 짧아질수록 예측력이 높아지는 경향을 보이지 않았다. 그러나, 강수 코어의 위치가 현업의 경우 육지가 아닌 해양에 나타났고, 고해상도 예측에서는 관측보다 북쪽에 위치하였다. 5주 전 예측에서는 6주 전 예측과 유사한 위치에 강수 코어가 나타났고, 강수량은 더 적게 예측되었다. 4주 전 예측에서 현업은 북쪽에 강수 코어가 나타났고, 남한에는 강수 예측을 거의 하지 못하였다. 반면 고해상도 예측에서는 한반도 동쪽과 남쪽에 많은 강수를 예측하여 관측과는 다른 양상을 보였다. 선행시간이 가장 짧은 3주 예측에서는 오히려 가장 적은 강수량을 보였고, 현업과 고해상도 예측 모두 북한에 강수 코어가 나타났다.

평년 대비 강수량도 살펴보았다(Figure 3.24). 여기서 평년은 hindcast 기간인 1993년~2016년을 의미한다. 강수 분포를 평년비로 살펴볼 경우 강수의 분포는 아노말리와 동일하게 나타나지만 상대적인 강수 강도를 살펴볼 수 있다. 즉, 기후적으로 강수가 많이 발생하지 않는 지역에서 기후값에 비해 많은 비가 내리는 경우 절대적인 값을 보여주는 아노말리 장에서는 약한 강수로 표현되지만 평년비로 표시하면 높은 값으로 나타날 수 있다. 그 예로 현업의 6주 전 예측에서 평년비로 보았을 때 중부 지방의 강수대가 다소 모의되는 것을 확인할 수 있다.

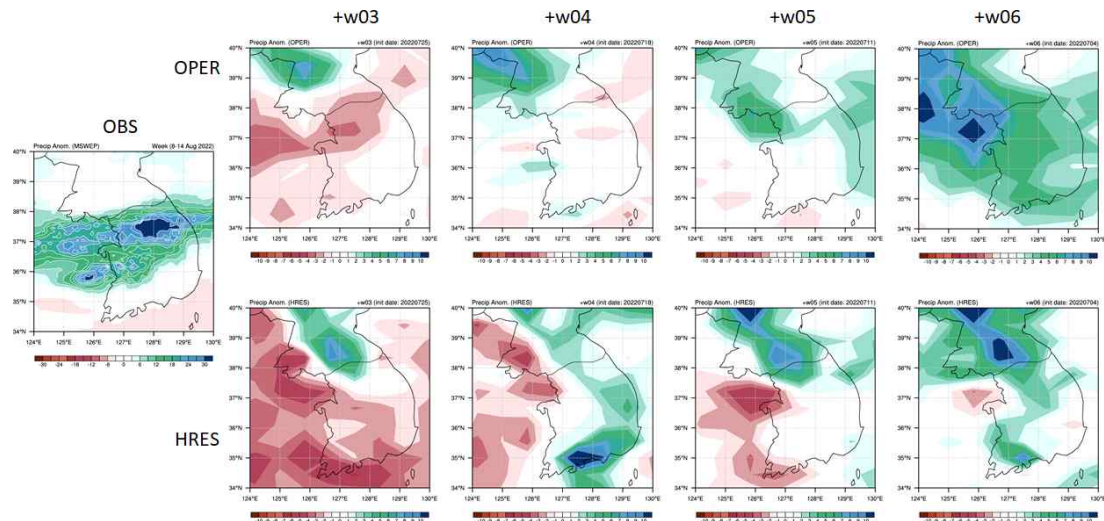


Figure 3.23. Same as in Figure 3.22 except for precipitation anomalies (mm/day)

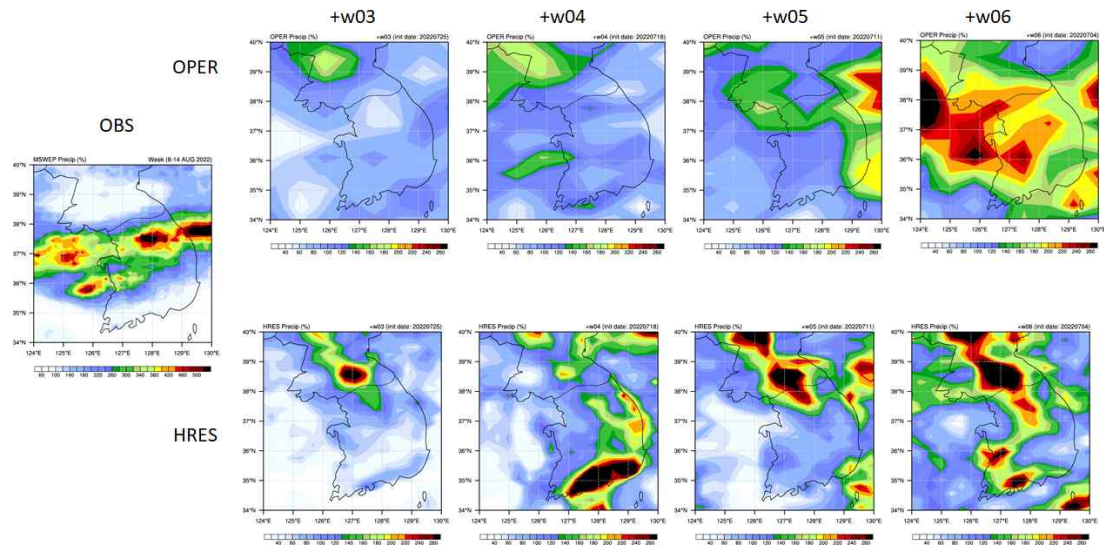


Figure 3.24. Same as in Figure 3.22 except for precipitation ratio to climatology (%)

집중호우가 발생한 주의 500hPa 지위고도 편차를 살펴보았다(Figure 3.25). 관측 아노말리장을 보면 우랄산맥과 캄차카반도 부근에 기압능이 발달하고 그 사이에 기압골이 자리잡아 북쪽의 차고 건조한 공기가 지속적으로 유입되고 있다. 남쪽에서는 습하고 따뜻한 공기가 공급되어 중부 지방에서 두 공기가 충돌하여 강한 강수를 발생한 것으로 분석되었다. 현업과 고해상도 예측자료는 한반도 북서/북동쪽에 위치한 기압능은 어느 정도 모의하는 하였으나, 기압골을 모의하지 못하여 북쪽에서 유입되는 공기를 약하게 모의하였다. 붉은색으로 표시된 북태평양 고기압의 위치를 비교하면 관측과 현업 모두 기후값보다 고기압이 서쪽으로 확장되어 남쪽에서 공급되는 따뜻하고 습한 공기를 밀어올려주는 역할을 하고 있다. 관측에 비해서는 현업과 고해상도 예측자료의 북태평양 고기압 확장이 다소 약하게 모의되고 있으며, 현업과 고해상도

예측자료를 비교했을 때 고해상도 예측자료의 고기압 확장이 다소 약하게 나타나거나 유사한 것으로 보인다. 따라서, 고해상도 예측자료가 현업에 비해 집중호우 예측성능을 개선시킬 수 있는 기압계를 모의하지 못하는 것으로 보인다.

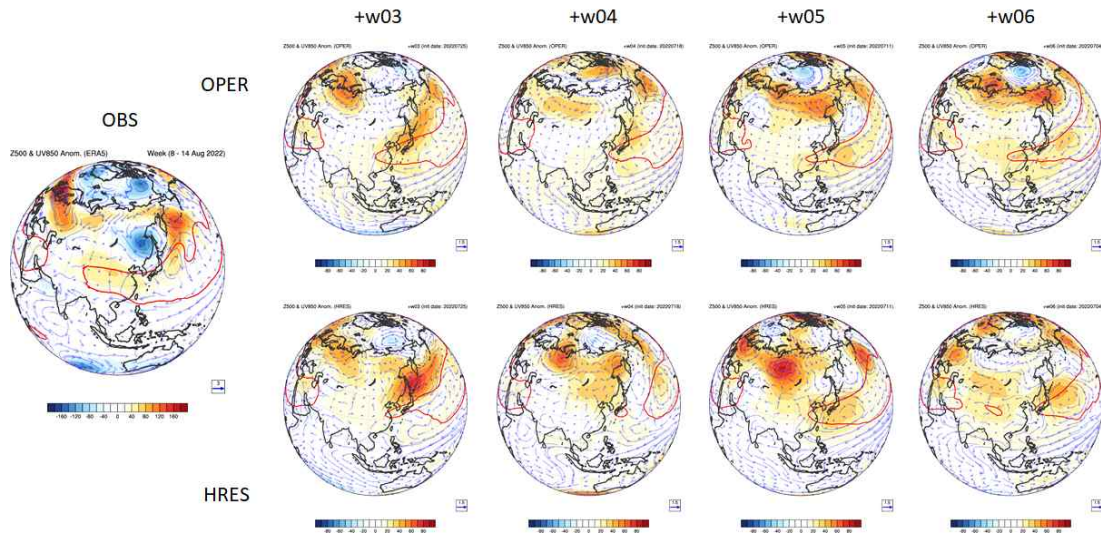


Figure 3.25. 500-hPa geopotential height anomalies (shaded), 850-hPa wind anomalies (vector), and 5880 gpm (red contour) of observation, OPER, and HRES during 8-14 August 2022

OLR 아노말리 장을 살펴보았다(Figure 3.26). 관측에서는 필리핀 부근에 음의 OLR을 보이며 대류활동이 강화되는 모습을 보였다. 이로 인해 상층 발산이 증가하고, 북서태평양에 하강기류를 유발함으로써 북태평양 고기압이 서쪽으로 확장될 수 있는 환경을 조성하였다. 또한 우리나라에는 음의 OLR이 위치하여 양의 PJ 패턴이 나타나 집중호우가 발생할 수 있는 패턴을 보여준다. 그러나, 현업과 고해상도 예측자료에서는 이러한 대류활동과 패턴이 잘 모의되지 않았다. 열대 서태평양의 대류활동은 어느 정도 모의하고 있으나, PJ 패턴을 보이며 중위도 지역으로 전파되는 구조는 나타나지 않았다. 이러한 오차는 현재 기후모델들이 보편적으로 보이는 구조적 오차이기도 하다.

위의 분석을 종합해 볼 때 현업과 고해상도 예측자료는 열대 서태평양의 대류활동을 모의하지 못함으로써 수직 연계 구조를 약하게 모의하여 강수를 유발하는 구름을 충분히 형성하지 못하는 것으로 보인다. 또한, 북태평양 고기압의 확장은 어느 정도 모의하고 있으나, 북쪽의 저기압을 모의하지 못하여 찬공기와 따뜻한 공기의 충돌을 나타내지 못하는 것으로 보인다.

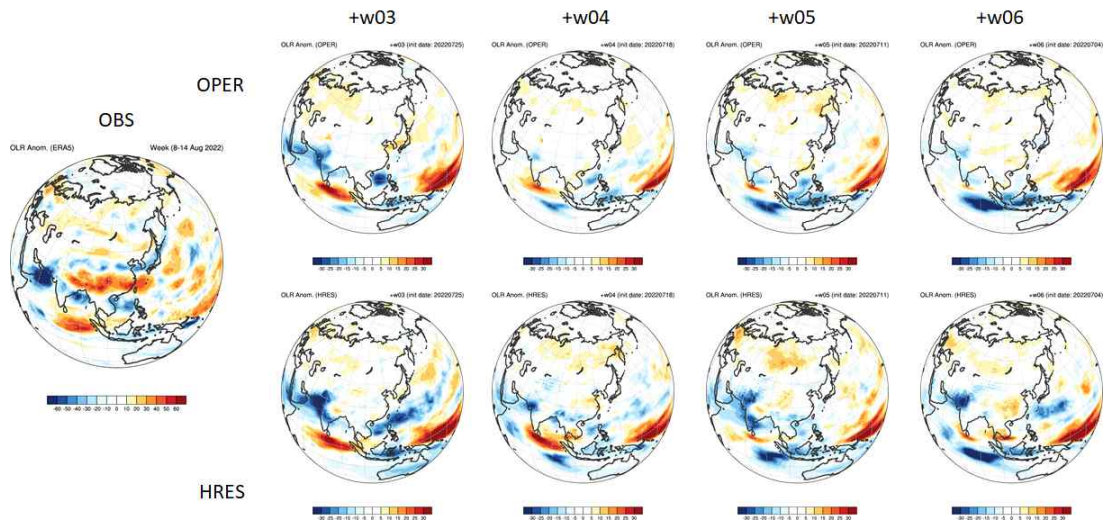


Figure 3.26. Same as in Figure 3.25 except for outgoing longwave radiation (OLR)

3.3.2.2. 2023년 7월 장마

2023년 여름철 전국 평균 강수량은 602.7mm로 평년(727.3mm)보다 적었다. 일반적으로 여름철 비는 50%가 장마철에 내리는데, 2023년에는 장마철에 더욱 집중되었다. 장마철 전국 강수량은 660.2mm로 1973년 이래 세 번째로 많았다. 특히 남부지방은 712.3mm의 많은 비가 내려 역대 1위를 기록하였다. 2023년 장마는 좁은 영역에서 강하게 내리는 특징을 보였는데, 1시간 최다 강수량이 100mm를 넘는 사례가 9개 지점에서 관측되었다.

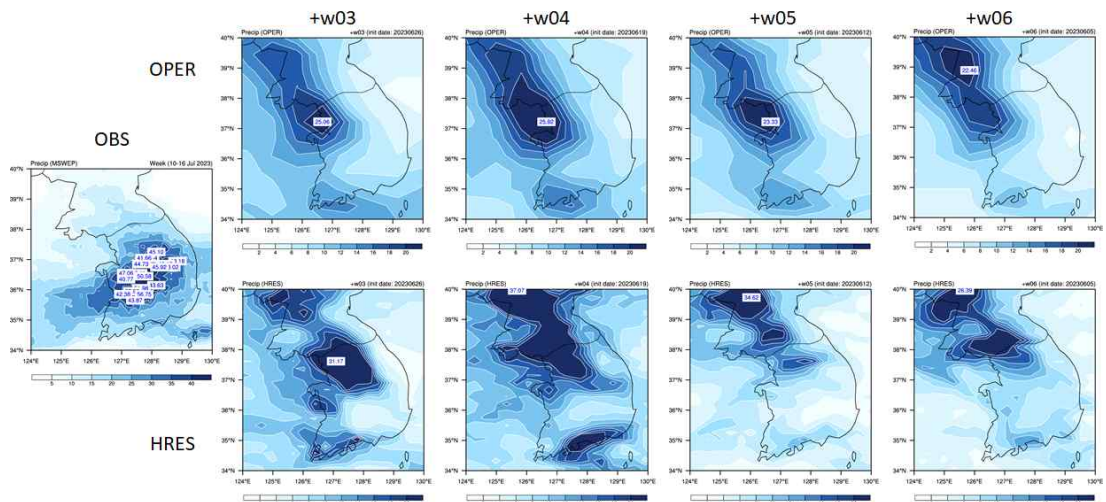


Figure 3.27. Same as in Figure 3.22 except for precipitation (mm/day) during 10-15 July 2023

2023년 7월 10일부터 7월 16일까지 일주일간의 강수 분포를 비교해 보았다(Figure 3.27). 관측의 경우 충청 이남을 중심으로 많은 양의 강수가 발생한 것에 반해 현업(OPER)은 강수 코어가 북쪽에 위치하고 서쪽에 치우쳐 있는 것을 알 수 있다. 또한, 현업 예측은 리드타임에 따라 강수대의 위치가 크게 달라지지 않았다. 고해상도 예측자료(HRES)는 리드타임에 따라 강수 발생 위치가 달라진다. 6주와 5주 전 예측에서는 강수 코어가 북한에 위치하다가 4주 전 예측부터 남쪽으로 내려오기 시작해 3주 전 예측에서는 중부와 충청도에 걸쳐 나타났다. 이는 현업에 비해 강수 위치와 강도가 개선되었다고 볼 수 있으나, 관측에 비해서는 여전히 강수대가 북쪽에 위치하는 것이라 볼 수 있다.

같은 기간 동안 강수의 아노말리를 살펴보았다(Figure 3.28). 3주전 예측부터 6주전 예측까지의 강수 아노말리를 비교했을 때 현업 예측자료는 관측에 나타난 강한 강수를 예측하지 못하였다. 선행시간 별로 비교해 보면 6주 전 예측부터 4주 전 예측까지 아노말리 중심이 북쪽에서 점점 남쪽으로 내려오는 경향을 보였으나, 선행시간이 가장 짧은 3주 전 예측에서는 오히려 강수가 매우 약해지는 모습을 보여 선행시간이 짧아질수록 예측력이 높아지는 경향을 보이지 않았다. 고해상도 예측에서는 5주 전과 6주 전 예측에서는 남한에 음의 아노말 리가 나타났으며, 4주 전 예측부터 남한의 강한 강수가 모의되었다. 4주 전 예측에서는 중부지방부터 북한에 강한 양의 아노말리 나타나 관측과는 다른 모습을 보였으나, 3주 전 예측에서는 강수 코어가 남쪽에 나타나 관측과 가장 유사한 모습을 보였다.

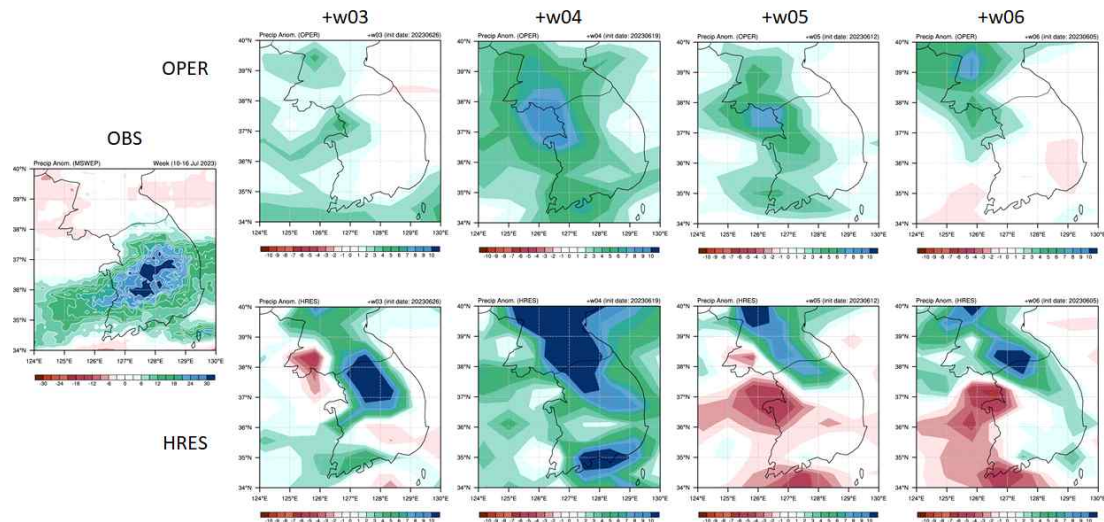


Figure 3.28. Same as in Figure 3.22 except for precipitation anomalies (mm/day) during 10-17 July 2023

상대적인 강수량을 살펴보기 위해 평년 대비 강수량도 살펴보았다(Figure 3.29). 고해상도 예측자료의 3주 전 예측에서 평년비로 보았을 때 중부 지방의 강수대가 다소 남쪽으로 위치하는 것을 확인할 수 있다.

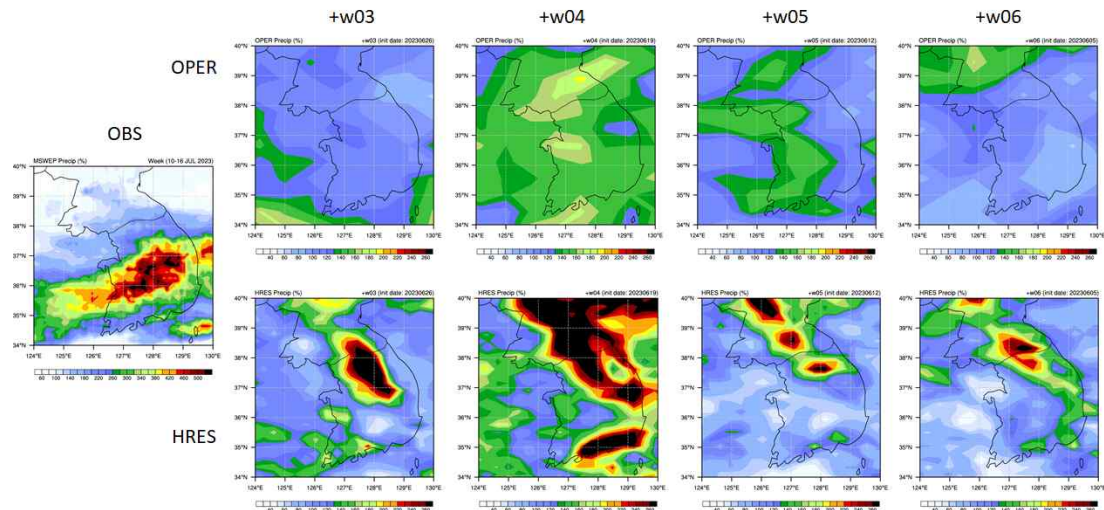


Figure 3.29. Same as in Figure 3.22 except for precipitation ratio (%) to climatology during 10-17 July 2023

기상청 보도자료에 따르면 2023년 장마는 전반기와 후반기의 특성이 달랐다고 한다. 전반부인 6월 25일~7월 12일에는 중규모 저기압과 대기불안정에 의한 잦은 강한 비가 내렸던 반면, 후반부(7월 13일 ~ 7월 25일)에는 중부와 남부를 오르내리는 정체전선에 의해 지속성 있는 강하고 많은 비가 내렸다고 한다. 따라서 전반부와 후반부 강수 메커니즘에 따른 특성을 고해상도 예측자료가 잘 모의하는지 살펴보기 위해 일별 강수를 분석하였다.

7월 1일부터 7월 25일까지 남한의 일별 강수 시계열을 살펴보았다(Figure 3.30). 이 분석에서 타겟 기간으로 잡고 있는 7월 10일부터 7월 16일 기간 중에는 7월 13일에 가장 많은 강수가 발생하였고, 7월 14일과 7월 11일에도 20mm가 넘는 강수가 발생한 것을 알 수 있다.

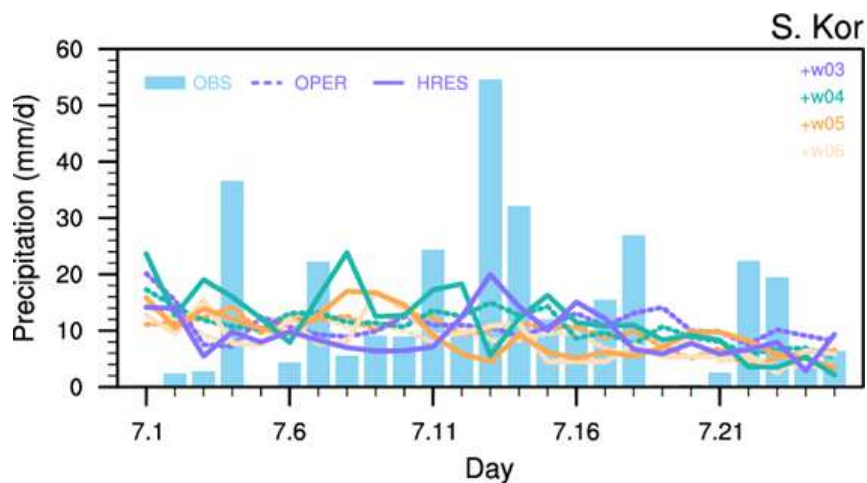


Figure 3.30. Daily evolution of precipitation from 1 July to 25 July 2023 over South Korea (124.5E~129.5E, 34N~38.5N)

정체전선의 진단을 위해 가장 많이 사용되는 개념이 고기압의 가장자리이다. 과거 장마 사례들을 분석해 보았을 때도 대부분의 장마 유형이 북태평양 고기압 가장자리에서 형성되는 경계면이 구름 및 강수를 발생시키는 직접적인 원인이라는 공통점을 가진다. 기상청 예보관들과 학계에서 전통적으로 널리 쓰이던 방법은 500hPa 지위고도의 5880gpm 혹은 5820gpm을 고기압의 가장자리로 추정하는 방법이다. 지위 고도의 특정 값을 이용하여 북태평양 고기압의 가장자리를 정의하는 방법은 경험적으로 유용함이 검증되었으며 간편하다는 장점이 있으나, 특정 지위고도의 값이 물리적으로 고기압 가장자리를 설명하는 이유를 설명할 수 없다. 이에, 선행 연구에서는 강수 유형별 개념모델에서 공통적으로 표현된 북태평양 고기압 가장자리의 특징인 강수대를 형성하는 경계면이 바람 합류의 구조와 일치하여 나타나는 점에 착안하여 역학적으로 바람의 합류를 설명하는 개념 중 변형을 활용하였다.

변형은 아래 식과 같이 표현되는데 늘림 변형장(stretch deformation)은 동서로 길게 늘어져 나타나는 합류 구조를 설명하며, 늘림 변형장이 강한 지역은 늘림 축의 방향으로 서로 마주치는 흐름이 서로 성질이 다른 기단을 만나게 하면서 전선 발생의 구조를 나타낼 수 있어 고기압 가장자리에서 형성되는 정체전선의 물리적 의미를 포함한다. 늘림 변형장은 강수 구역을 의미한다기 보다는 집중호우를 발생시킬 수 있는 환경을 의미하는 것으로 볼 수 있다.

$$Deformation = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2} \quad [3.1]$$

7월 13일부터 16일까지의 관측에서 나타난 강수와 늘림 변형장, 그리고 순환장을 살펴보았다(Figure 3.31). 7월 13일 전국적으로 많은 비가 내린 날에는 늘림 변형장에서의 밴드 형태는 뚜렷하게 나타나지 않았다. 7월 14일에는 강수대가 13일에 비해 좁아지는데 이 때 늘림 변형장을 살펴보면 충청도를 지나는 동서방향의 넓고 좁은 밴드 형태를 보인다. 15일에는 강수대의 위치가 더 남쪽으로 이동하면서 늘림 변형장에서도 양의 값을 보이는 밴드 형태가 남쪽으로 이동한 것을 알 수 있다. 16일에는 전라도에 강수가 발생하였으며, 늘림 변형장 또한 남부를 중심으로 밴드형태를 보였다. 같은 기간 동안 순환장을 살펴보면 13일 저기압이 우리나라 북서쪽에 약하게 자리잡고 있다가 14일 기압골이 더 깊어지며 우리나라 쪽으로 이동한 것을 알 수 있다. 15일에는 동쪽과 서쪽의 고기압이 강해지면서 강도는 약해지지만 우리나라쪽으로 더 근접하여 장마전선을 남쪽으로 이동시키는 것으로 보인다.

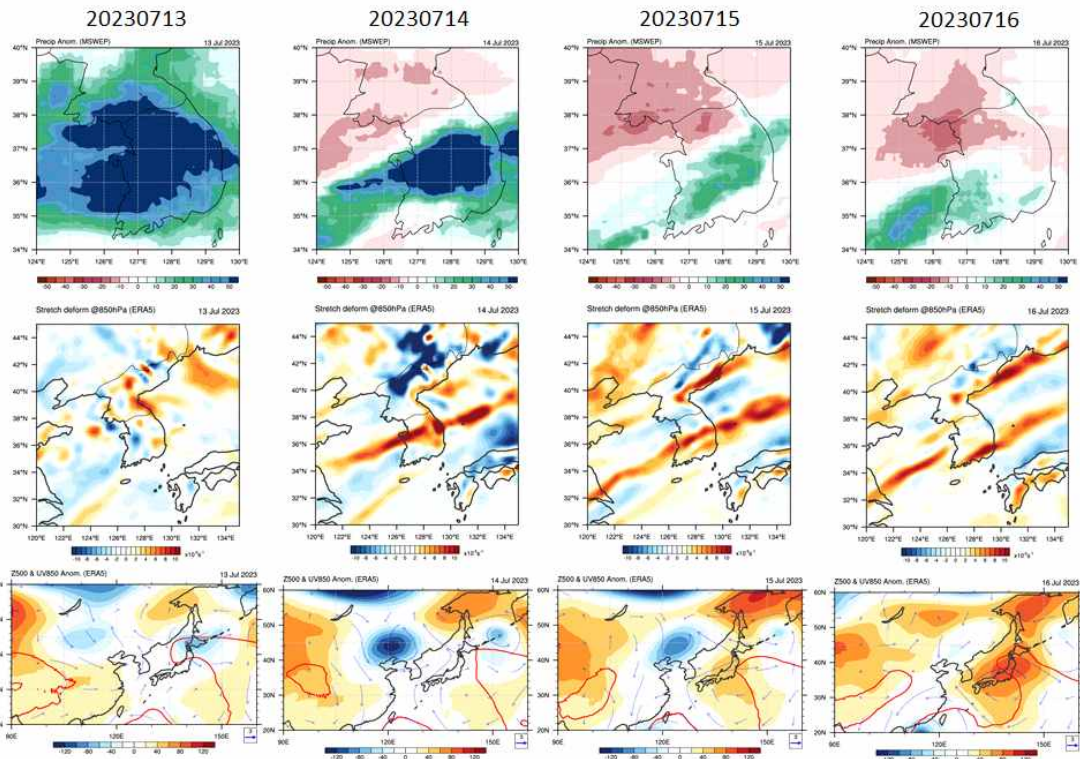


Figure 3.31. (Top) Daily precipitation, (middle) stretch deformation, and (bottom) 500-hPa geopotential height anomalies (shaded), 850-hPa wind anomalies (vector), 5880 gpm (red contour) of observation from 13 July to 16 July 2023

6주 전부터 3주 전까지 현업이 이러한 강수 및 강수 유발 환경들을 어떻게 모의했는지 살펴보았다. 6주 전 예측에서는 주별 예측에서 살펴본 것처럼 남부지방에서의 강수가 거의 모의되지 않았다(Figure 3.32). 7월 15일까지 강수 코어가 북한에 나타났고, 관측에서는 이미 장마전선이 남부지방으로 남하한 뒤인 16일에 중부지방으로 내려오는 모습을 보였다. 늘림 변형장에서도 관측처럼 동서방향으로 긴 밴드형태는 나타나지 않았고 약하게나마 나타나는 양의 값 또한 북한에 위치하여 집중호우가 발생할 수 있는 환경을 모의하지 못함을 알 수 있다. 순환장 또한 북쪽에서의 기압골을 모의하지 못하여 장마전선의 남하를 유발하는 기압계를 나타내지 못하는 것으로 보인다.

5주 전 예측에서 6주 전 예측에 비해 강수대를 남쪽으로 모의하였다(Figure 3.33). 13일의 강수는 거의 모의하지 못하였으나 14일에는 남부지방을 중심으로 강수를 모의하였고 15일에는 서쪽으로 강수대를 모의하였다. 16일에는 관측과 유사하게 전라도에 비를 내렸으나 관측에서 음의 아노말리를 보이는 중부지방에도 강수를 모의하였다. 강수 아노말리만 비교했을 때 5주 전 현업 예측은 강수를 어느 정도 모의하는 것으로 보인다. 하지만, 변형장과 대규모 순환장을 비교해보면 관측과는 다른 메커니즘으로 강수가 발생하고 있다는 것을 알 수 있다. 관측의 변형장에서 뚜렷한 밴드 형태의 늘림 변형이 나타나는 14일에서 16일에 현업 예측은 변형장의 특징이 나타나지 않는다. 또한 순환장에서도 한반도 북쪽의 기압골이 나타나지 않았다.

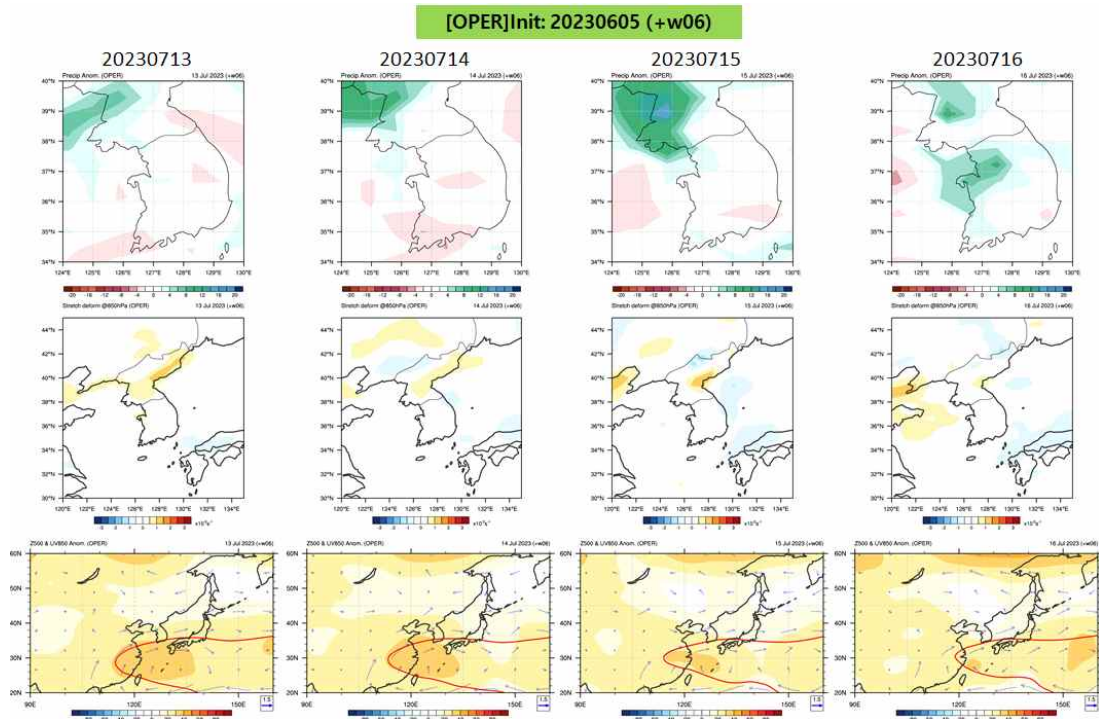


Figure 3.32. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 6-weeks lead

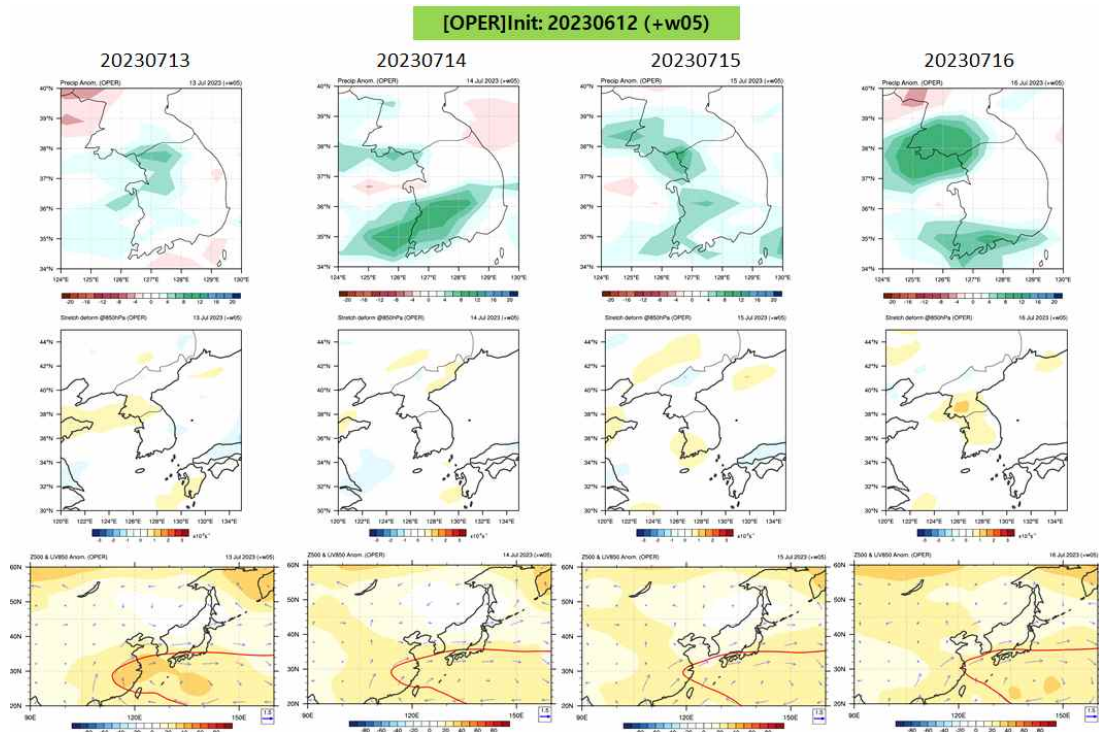


Figure 3.33. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 5-weeks lead

4주 전 예측에서는 6주~3주 전 예측 중 가장 많은 강수가 모의되었다(Figure 3.34). 13일에는 남한 전역에서 강수가 고루 발생하였고, 14일에는 중서부 지방을 중심으로 강수대가 모의되

었다. 15일에는 14일과 강수대는 비슷하나 좀 더 많은 양의 강수가 발생하였으며, 16일에는 충청도를 중심으로 한 강수대가 모의되었다. 일별 강수대의 위치를 비교하였을 때는 관측과 좀 다르지만 많은 양의 강수가 올 것이라는 것은 예측한 것이라 생각할 수 있다. 변형장을 살펴보았을 때 6주나 5주 전 예측에 비해 양의 값이 남한 쪽으로 예측되어 있고, 약하지만 변형장의 위치에 따라 강수대가 모의된 것으로 보인다. 그러나, 순환장에서의 기압골은 여전히 예측하지 못하였다.

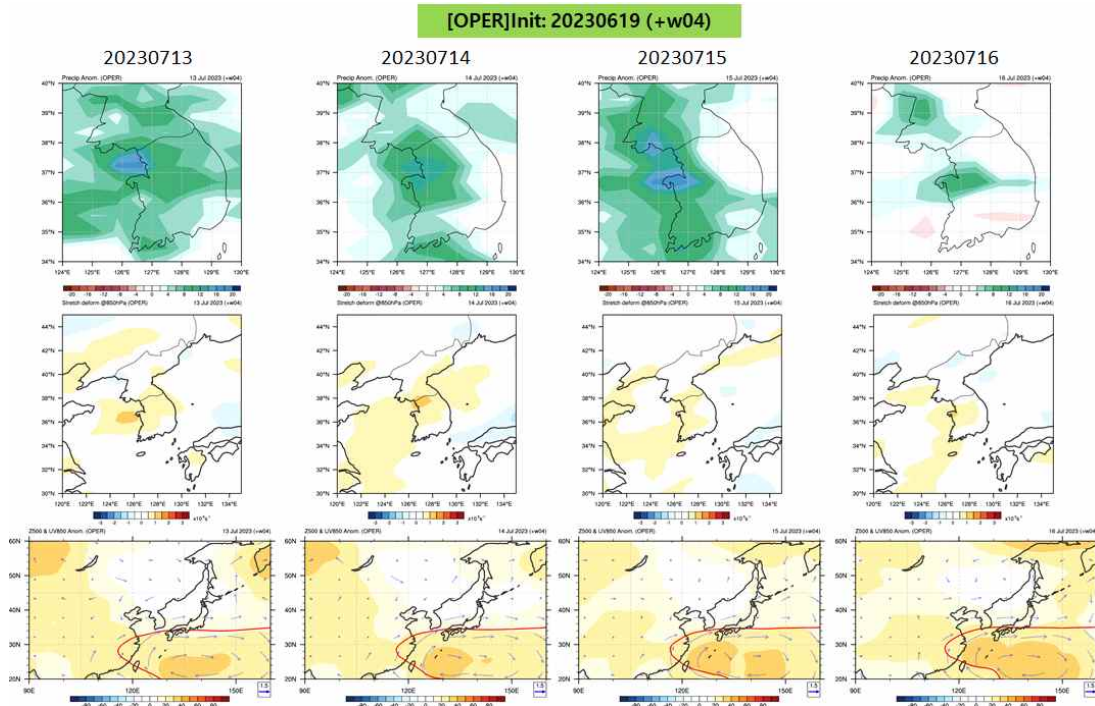


Figure 3.34. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 4-weeks lead

선행시간이 가장 짧은 3주 전 예측에서는 오히려 집중호우를 예측하지 못하였다(Figure 3.35). 강수량이 가장 많았던 13일과 14일 강수는 거의 예측하지 못하였고, 16일 충청도와 경기도에 강수를 모의하여 관측과는 매우 다른 양상을 보였다. 이러한 모습은 변형장에서도 나타나는데 13일과 14일에는 변형장에서 집중호우가 발생할 수 있는 바람의 합류가 나타나지 않았으며, 16일 남북방향의 약한 양의 값이 나타났다.

위의 분석을 종합해 볼 때 선행시간과 무관하게 현업은 강수의 코어를 관측에 비해 서쪽으로 치우쳐 모의하는 경향이 있는 것으로 보인다. 그 원인에 대해서 좀 더 살펴볼 필요가 있다.

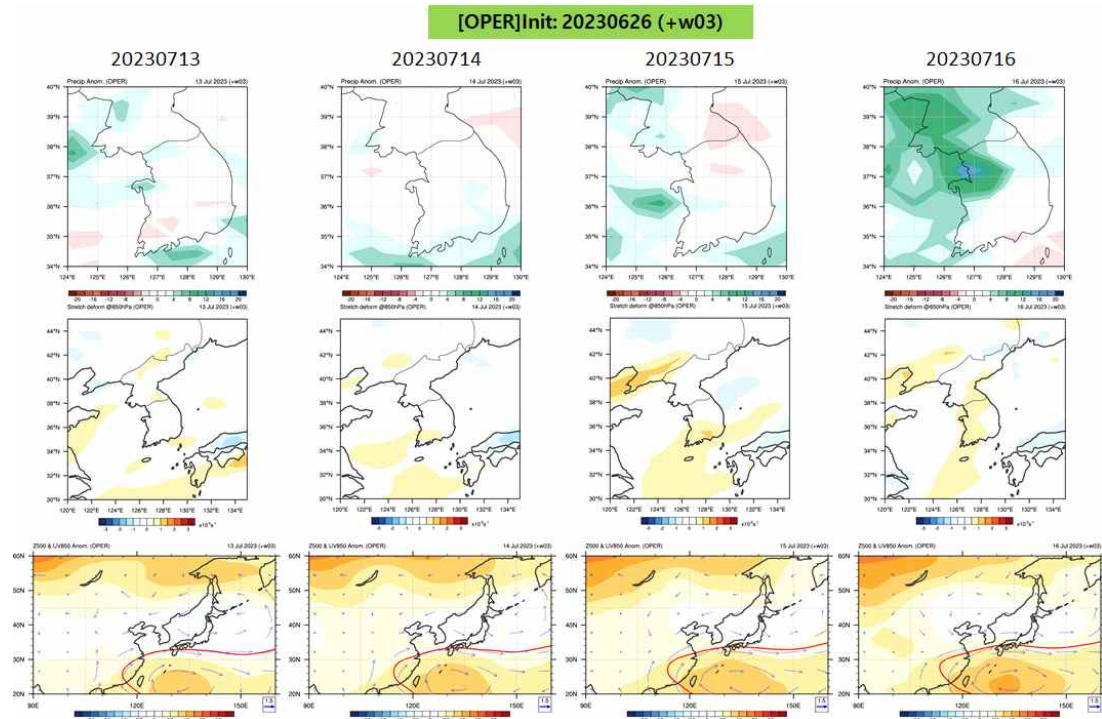


Figure 3.35. Same as in Figure 3.31 except for OPER with 3-weeks lead

고해상도 예측자료에 대해서도 선행시간 별로 예측성능을 살펴보았다. 고해상도 자료의 6주 전 예측에서는 정체전선의 남하로 인한 충청도부터 남하되는 강수대를 잘 모의하지 못하였다(Figure 3.36). 13일과 14일 중부지방에 걸친 강수대를 모의하고 있으나 관측에 비해 강수 중심이 북쪽에 위치하고 15일과 16일에는 남한에 음의 강수 아노말리를 예측하고 있다. 변형장에서도 바람의 합류 지역이 관측에 비해 매우 북쪽에서 발생하는 것을 확인할 수 있다. 순환장에서는 기압골이 나타나는 지역에서 오히려 기압능이 나타나 전선이 남하하기 힘든 구조를 보였다.

5주 전 예측도 6주 전 예측과 유사한 양상을 보인다(Figure 3.37). 강수 중심은 여전히 북쪽에 치우쳐져 있으며, 그에 따른 바람의 합류 역시 함경도 부근에 나타나고 있다. 순환장 또한 한반도 북쪽에 기압능을 모의하여 남쪽에서 강수가 발생하기 힘든 환경을 보이고 있다.

4주 전 예측에서는 6주와 5주 전 예측에 비해 강수 예측이 다소 개선되는 모습을 보인다(Figure 3.38). 13일 전국적인 강수는 모의하지 못했지만 14일에는 강수량이 늘어났고, 15일에는 충청도의 강수 밴드를 모의하였으며, 16일에는 관측에 비해 중심이 동쪽으로 치우쳤으나 남쪽으로 이동한 강수밴드 또한 모의하였다. 이와 관련된 변형장과 순환장을 살펴보면 바람의 합류가 북쪽으로 치우쳐 나타나기는 하지만 현업에 비해 조직적인 밴드 형태로 나타나고 있으며, 순환장 또한 6주나 5주 전 예측에 비해 기압능이 약해진 모습을 보였다.

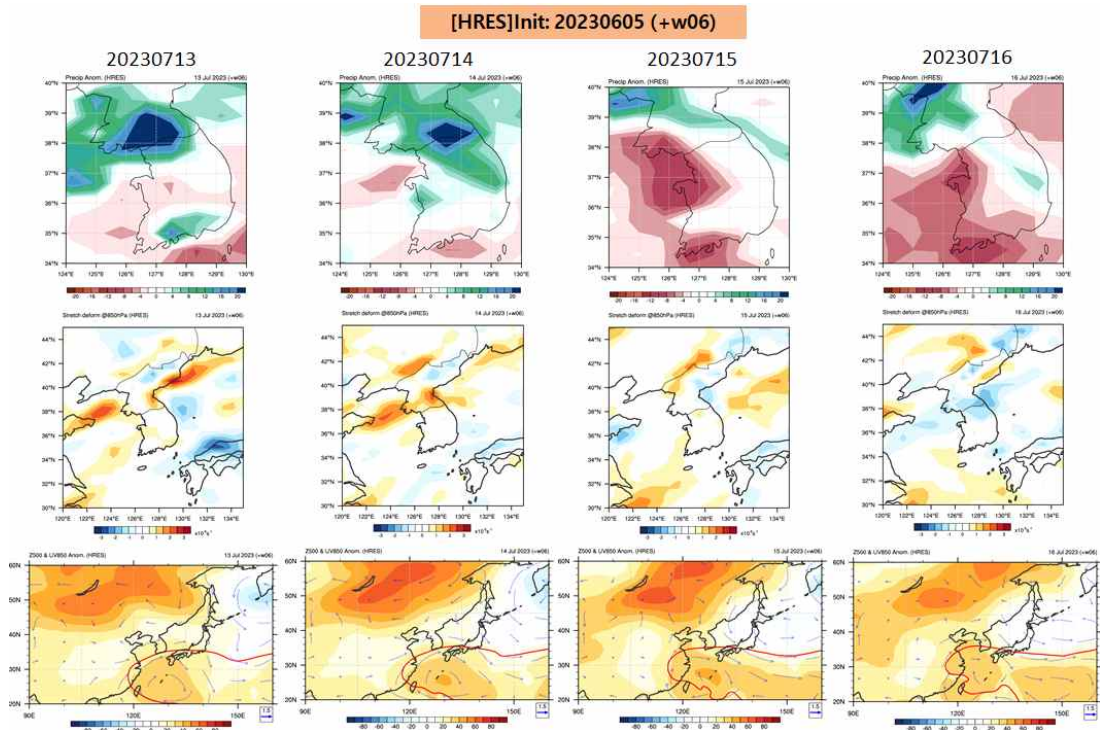


Figure 3.36. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 6-weeks lead

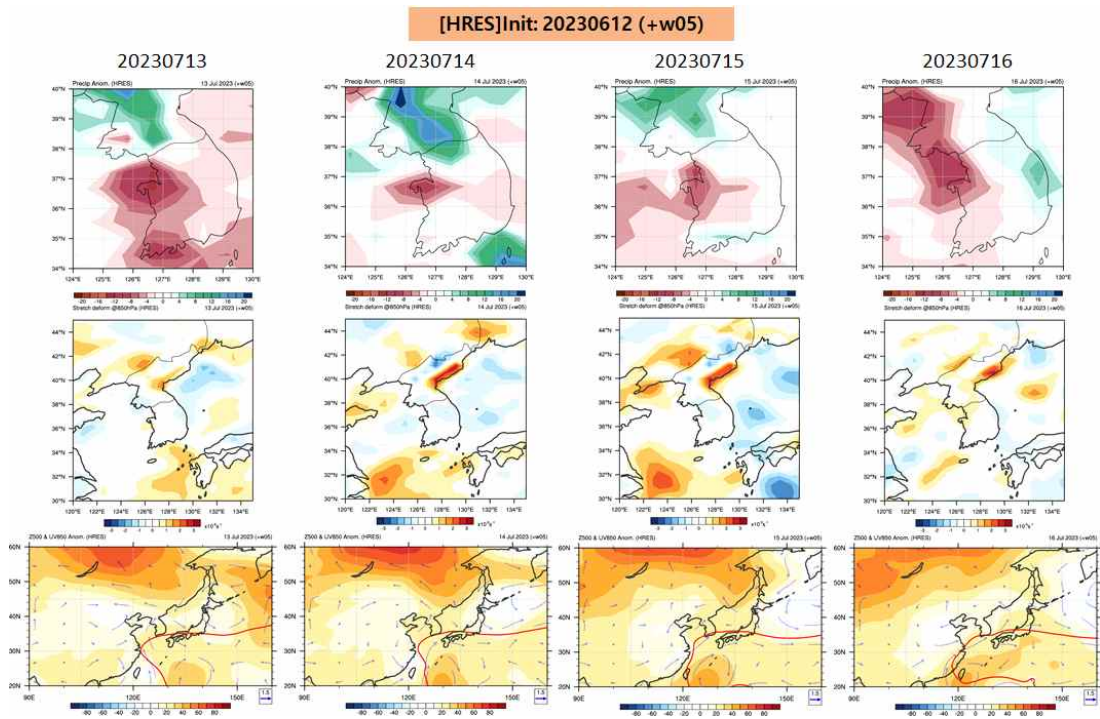


Figure 3.37. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 5-weeks lead

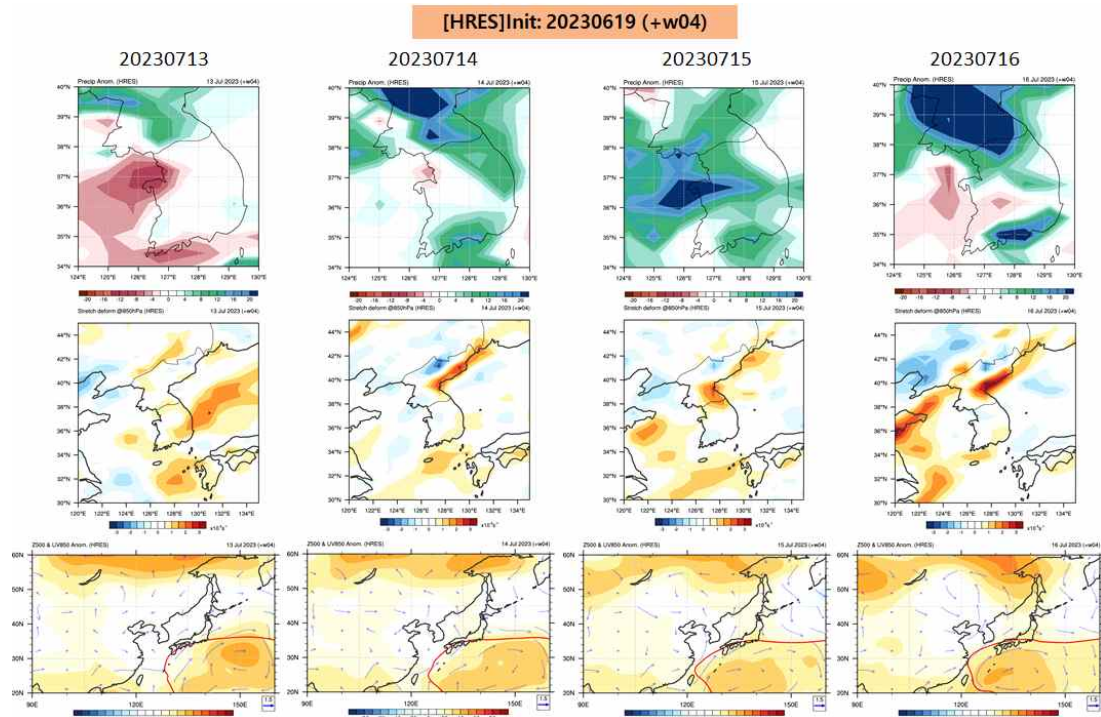


Figure 3.38. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 4-weeks lead

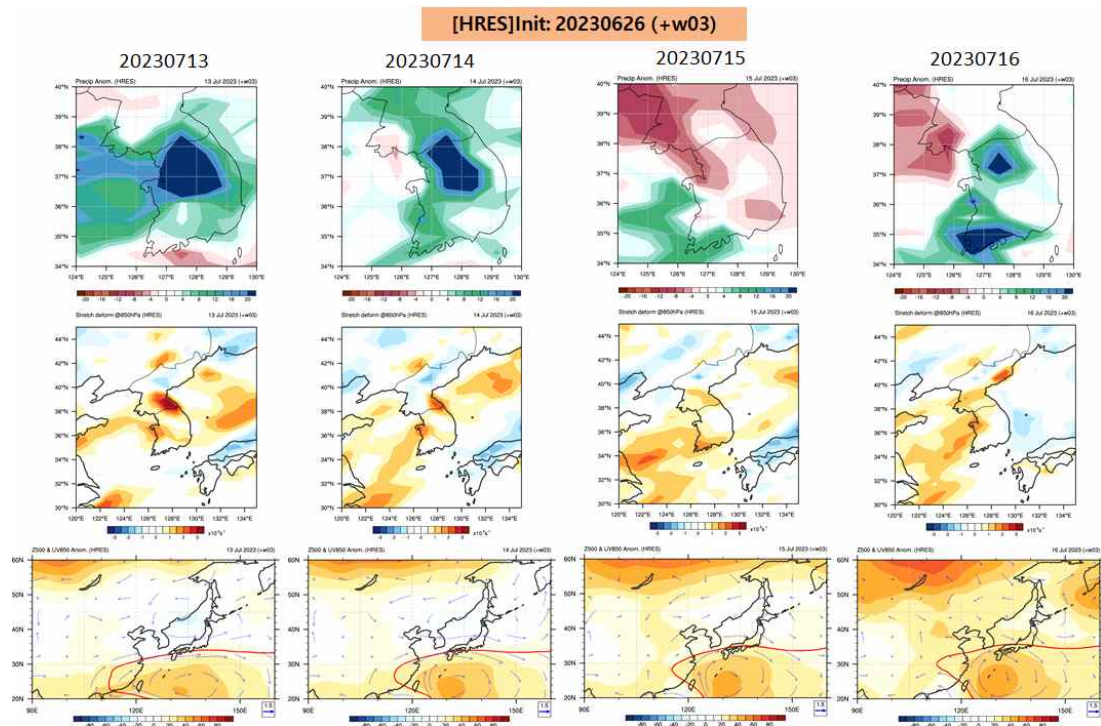


Figure 3.39. Same as in Figure 3.31 except for HRES with 3-weeks lead

3주 전 예측에서는 더욱 개선된 모습을 보인다(Figure 3.39). 관측만큼 강수 구역이 넓지는 않지만 13일 강수를 관측과 유사하게 모의하였으며, 이 때 변형장의 모습도 관측과 유사하다.

순환장에서도 약하지만 기압골의 형태가 나타나고 있다. 14일에는 관측만큼 정체전선이 남하하지는 않았지만 변형장에서 밴드 형태가 나타나고 순환장에서도 기압골이 한반도로 접근하는 모습을 모의하였다. 15일에는 바람의 합류가 14일보다 남쪽에서 나타나는 것을 예측하였고 이에 따라 강수대 역시 남쪽으로 나타났다. 하지만, 관측에 비해서는 강수대가 동서로 넓게 분포하지 못하고 전라남도에 국한되어 모의되었다. 16일에는 찬공기와 따뜻한 공기의 충돌이 더욱 강해지면서 전라도와 경기도에 걸쳐 넓게 강수가 발생하여 전라도 지역의 강수는 잘 모의하였으나 음의 아노말리가 나타났던 중부지방에서의 강수를 과대모의하는 결과를 보였다.

고해상도 예측자료는 현업에 비해 바람의 합류에 의한 다른 성질의 공기가 만나는 현상을 더 조직적으로 모의하는 것으로 보인다. 또한, 선행시간이 짧을 때에 국한되기는 하지만 순환장에서의 개선 가능성도 다소 보이는 것을 알 수 있다.

3.4. 요약

고해상도 대기 앙상블의 활용성을 살펴보기 위해 각각 한파 2사례와 집중호우 2사례에 대한 예측성능을 분석하였다.

겨울철 기온을 낮게 모의하는 모델의 계통적 오차로 인해 한파의 기온 자체에 대한 예측 성능은 낮았으나 고해상도로 인한 지형의 세밀한 모의를 통해 고도에 따른 기온 감률을 현실적으로 모의하는 모습을 보였고, 선행시간이 길 때(5, 6주) 한파를 유발하는 순환장을 관측과 유사하게 모의하여 고해상도 예측자료의 활용 가능성을 볼 수 있었다. 또한, 계통적 오차를 보정하거나 개선할 경우 기온 예측성이 향상되어 고해상도 예측자료의 효용성이 더욱 커질 수 있는 가능성을 제시하였다.

강수 예측은 현재 기후모델이 가진 구조적 한계로 인해 가장 큰 불확실성을 보이는 변수 중 하나이다. 3-4주 선행 예측을 비교했을 때 고해상도 예측이 집중호우를 유발할 수 있는 환경을 좀 더 조직적으로 잘 모의할 수 있는 가능성을 살펴볼 수 있었다.

본 연구는 한파 사례 2건과 집중호우 사례 2건을 중심으로 분석을 수행하였으나, 제한된 사례 수만으로 일반화된 결론을 도출하기에는 한계가 있다. 또한, 모델의 기본적인 물리·역학 과정의 개선없이 단순히 공간 해상도만을 향상시켜 예측성능의 비약적 향상을 기대하기 어려우며, 해상도 증가에 따른 이점 역시 모수화 과정의 개선과 병행될 때 더욱 효과적으로 나타날 것으로 판단된다.

이러한 내용을 요약하면 다음과 같다.

Strengths (강점)

- 정교한 지형 반영으로 지역적 기온/강수 분포 재현 능력 향상
- 기온 예측 시 선행시간 길 때 관측과 유사한 순환장을 모의하여 예측성 개선 가능성 확인
- 강수 예측 시 3~4주 선행 예측에서 강수 발생 환경의 조직적 모의 가능성 확인

Weakness (약점)

- 기온 예측에서의 초기조건 의존성 강함
- 강수 예측 예측성능 향상의 일관성 부족
- 해상도 향상만으로는 물리/역학적 한계를 극복하기 어려움

Opportunities (기회)

- 극한기후 대응을 위한 고정밀 예측자료에 대한 수요 증가
- 모수화 과정의 개선과 결합될 경우 성능 향상 잠재력 확대
- 동아시아 및 한반도 맞춤형 기후서비스 개발 기반 마련

Threats (위협)

- 해상도 증가에 따른 계산비용 증가
- 비용 대비 효과의 불확실성

Figure 3.40. Summary of assessment of high-resolution forecast data performance

4. 북극 기후/동아시아 몬순 계절 검증 체계 구축

4.1. 체계 구성 및 실험 설계

이 연구에서는 기후예측모델 개선에 따른 성능 평가를 위한 Shell 스크립트 기반의 자동화 검증 체계를 구축하였다. 검증 체계는 북극 기후(북극 진동, 해빙)와 동아시아 몬순(여름, 겨울)에 대한 모델의 계절 예측 성능을 다면적으로 평가할 수 있도록 설계되었다(Figure 4.1). 구체적으로, 북극 기후 계절 검증 체계는 예측 성능, 기본 속성, 프로세스, 그리고 원격상관을 기반으로, 동아시아 몬순 계절 검증 체계는 평균장, 경년변동성, 프로세스 및 원격상관을 기반으로 해당 기후 모드의 예측 성능을 진단한다. 두 검증 체계는 공통적으로 각 진단 요소에서 계산된 정량적 개선율을 시각화한 스코어카드 또한 표출한다. 모델 검증 체계 및 적용 결과는 기후예측모델의 성능을 평가하는 핵심 기준을 제공할 뿐 아니라, 향후 모델 개발 및 고도화 방향을 설정하기 위한 정밀한 과학적 근거로 다방면에 걸쳐 활용될 수 있을 것이다.

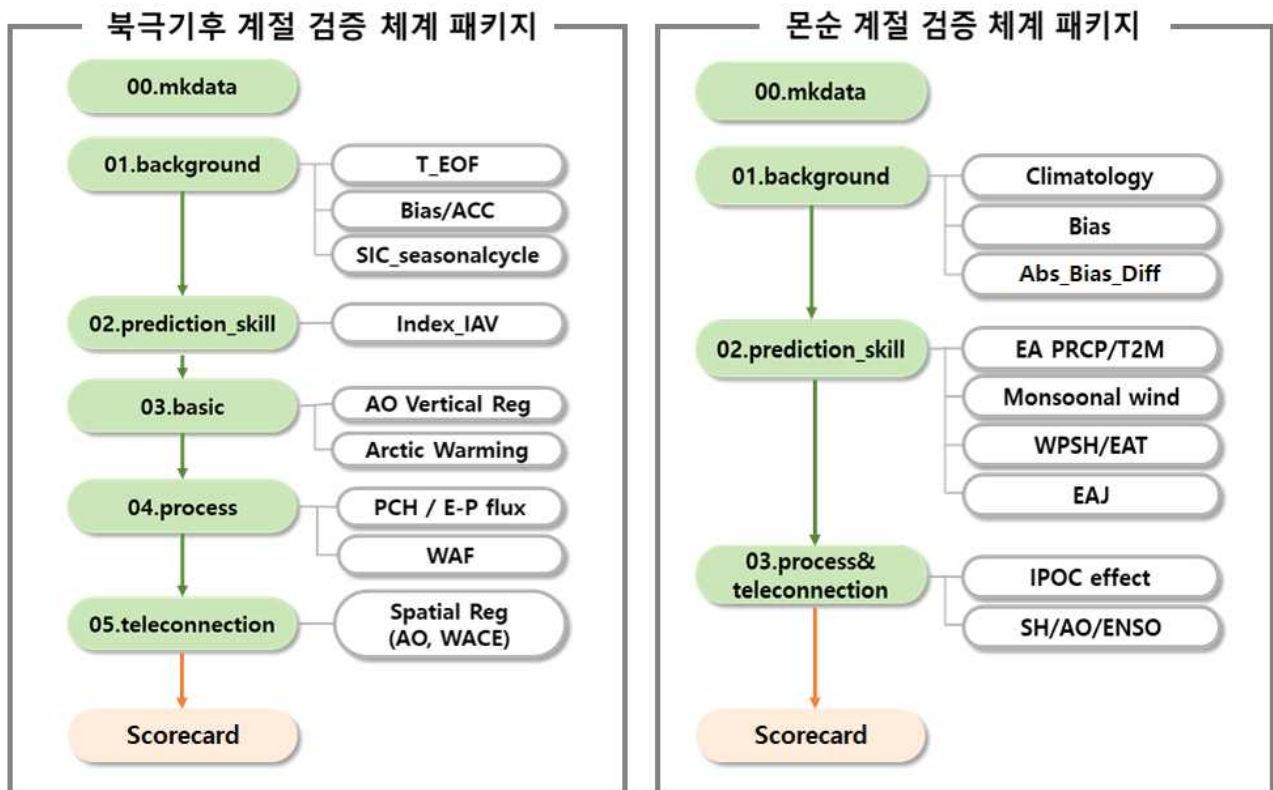


Figure 4.1. Workflow of the seasonal verification framework for the Arctic climate (left) and East Asian monsoon system (right).

구축된 검증 체계의 실질적인 활용 사례를 제시하기 위해 GloSea6-GC3.2와 GloSea-GC5.0 두 기후예측시스템에 적용한 결과를 다음 절부터 상세히 다룬다. 이에 앞서, 분석에 사용된 두 기후예측시스템의 정보를 Table 4.1과 같이 나타냈다. GC3.2에서 GC5.0으로 업그레이드되면서 모델의 과학적 구성에 변화가 있었으며, 해빙 모델이 CICE에서 SI3로 변경된 것이 주요한 특징

이다. 두 모델의 해상도는 모두 동일하다. 사용한 모델 자료는 1993/4-2016/7년의 Hindcast로, 여름철(6-7-8월) 자료는 4월 25일, 5월 1일, 5월 9일을, 겨울철(12-1-2월) 자료는 10월 25일, 11월 1일, 11월 9일을 초기장으로 한다. 최종 분석에는 3개의 초기 날짜별로 산출된 7개의 앙상블 멤버, 즉, 총 21개의 앙상블 멤버를 동일한 가중치로 계절 평균한 자료를 사용했다. 모델 검증을 위해서 ERA5, HadISST (Sea ice concentration), NCEI (Snow cover extent), OISST (Sea surface temperature) 등의 관측 및 재분석 자료를 모델 격자에 맞게 내삽하여 활용했다.

Table 4.1. Key descriptions of GC3.2 and GC5.0.

Version	GC3.2	GC5.0
Atmosphere/Land configuration	GA7.2/GL8.0 (UM11.5/JUELS5.6)	GAL9.0 (UM13.1/JULES7.1)
Ocean/Sea ice configuration	GO6.0/GSI8.1 (NEMO3.6/CICE5.1.2)	GOSI9.0 (NEMO4.0.4/SI3 4.0.4)
Horizontal resolution	N216/eORCA025	
Other resolution	대기: L85, 지면: 4 levels & multiple snow layers 해양: L75, 해빙: 5 categories, 4 ice layers, 1 snow layer	

4.2. 북극 기후 계절 검증 체계

북극 온난화 증폭과 해빙 급감은 대기 과동 역학 변화를 통해 중위도 극한 기상 발생 빈도를 증가시키며, 특히 겨울철 북극진동(AO)과 성층권-대류권 상호작용은 유라시아 대륙의 한파 및 폭설과 직결된다(Jaiser et al. 2012; Han and Sun 2018; Park et al. 2020). 이러한 북극-중위도 원격상관의 정확한 모의는 계절예측 정확도 향상의 핵심 요소로 높은 신뢰도의 예측 정보가 필요하나, 아직까지 기후예측모델의 원격상관 메커니즘은 완전히 규명되지 못하여 보다 개선된 구현이 요구된다(Honda et al. 2009; King et al. 2015; Jung et al. 2017; Iida et al. 2020; Li et al. 2023). 이에 APCC는 계절 검증 체계를 구축하여 모델 개선에 따른 예측 특성을 일관된 기준으로 진단하고자 하였고, 이번 장에서는 북극 기후에 따른 차기 기후예측시스템(GloSea-GC5)의 모의 성능을 현업 기후예측시스템(GloSea6-GC3.2)과 비교하여 선제 진단하였으며, 크게 북극 진동과 북극 해빙 손실 모의 결과를 중심으로 모델의 예측성을 평가하였다.

4.2.1. 북반구 겨울철 기온 변동 주요 모드

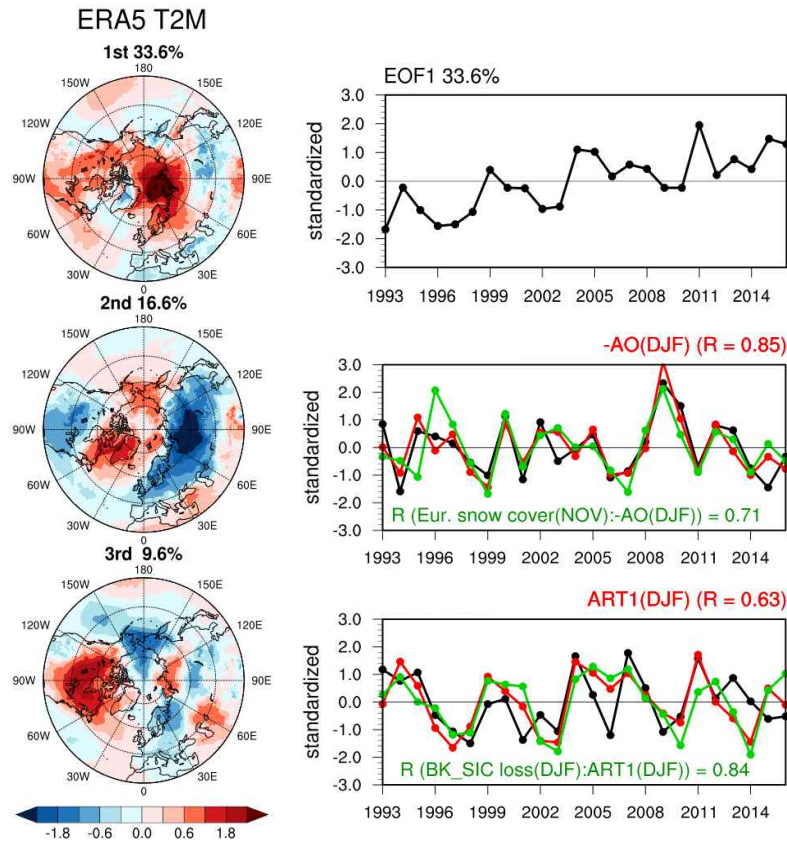


Figure 4.2. (Left) Spatial patterns of the three leading EOF modes of wintertime T2M anomaly in NH(>30°N) without detrending. (Right) Normalized time series of the principal components (black) and indices (red and green). The second and third EOF modes are conducted with detrending to better elucidate the pattern.

Figure 4.2는 겨울철 북반구(30°N 이상) 2m 기온 변동성의 3가지 EOF 모드를 보여준다. 이 세가지 모드는 전체 분산의 약 60%를 차지하여, 각 모드를 해석하는 것은 겨울철 지표 기온의 연간 변동성을 지배하는 패턴을 추정하는데 의미가 있을 것으로 생각된다. 오른쪽 시계열은 EOF PC 시계열을 보여주며 2, 3번째 모드는 detrend하여 나타냈다. 첫 번째 EOF 패턴은 북극 지역 전반의 지배적인 온난화 패턴을 나타내며 가장 높은 기온은 바렌츠-카라 해 상공에서 나타난다. 해당하는 시계열은 분석 기간동안 뚜렷한 양의 추세를 보여주며, 이는 Ku et al. 2025의 북극 증폭 지수 추세와 매우 유사한 결과이다. 두 번째 EOF 모드는 북유라시아와 북미 대륙에서 음의 기온 아노말리를 나타내고, 그린란드에서 양의 기온 아노말리를 나타내는 대조적인 기온 패턴이 특징이다. EOF2는 AO 지수 시계열과 -0.85의 높은 상관관계를 보이며 음의 북극 진동과 관련되어 유사한 패턴을 보인다(Nagato and Tanaka 2012). 세 번째 EOF 패턴은 BO (Barents Oscillation, 바렌츠 진동)에 해당하며 바렌츠-카라 해와 축치 해 사이, 유라시아와 북미 지역 사이에서 대조적인 기온 패턴을 보인다. Kug et al. 2015에 따르면, EOF3는 바렌츠-카라 해(BK)의 북극 온난화와 밀접한 관계를 가지고 있다. 이에 따라 북극 기온(ART) 지수를 선행연구와 동일하게 정의하였다: ART1, 바렌츠-카라 해 지역[70-80°N, 30-70°E] 평균 T2M 지

수. EOF3 PC 시계열과 ART1 지수는 0.63의 높은 상관관계를 보인다. EOF PC1과 다르게, EOF2와 EOF3의 시계열은 뚜렷한 경년 변동성을 보여주어 내부 변동성 모드로 구동되는 특성을 보인다. 따라서 이 연구에서는 EOF2와 EOF3 모드에 대한 평가 및 분석에 초점을 맞추어 기술하였다.

4.2.2. 북극 진동 (AO)

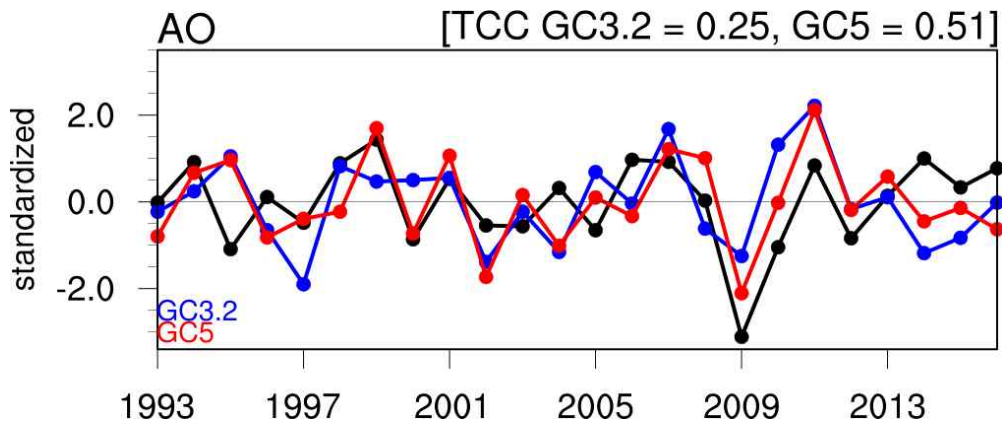


Figure 4.3. Normalized time series of AO index from ERA5(black), GC3.2(blue) and GC5(red).

먼저, 북반구 겨울철 기온 변동의 두 번째 EOF 모드와 높은 상관성을 보이는 AO 모드의 성능을 평가하였다. AO 지수는 20-90°N의 1000hPa 지위고도 아노말리의 첫 번째 EOF 모드로 정의되며, ERA5 재분석자료의 AO 패턴을 모델 지위고도 아노말리에 투영하여 모델의 AO 지수를 산정하였다. Figure 4.3은 Hindcast 기간의 AO 지수 시계열을 나타낸 것으로, GC5는 겨울철 AO 지수 TCC가 0.51로 GC3.2보다 2배 이상의 TCC를 나타내며 모델의 경년 변동성 모의 개선을 보였다.

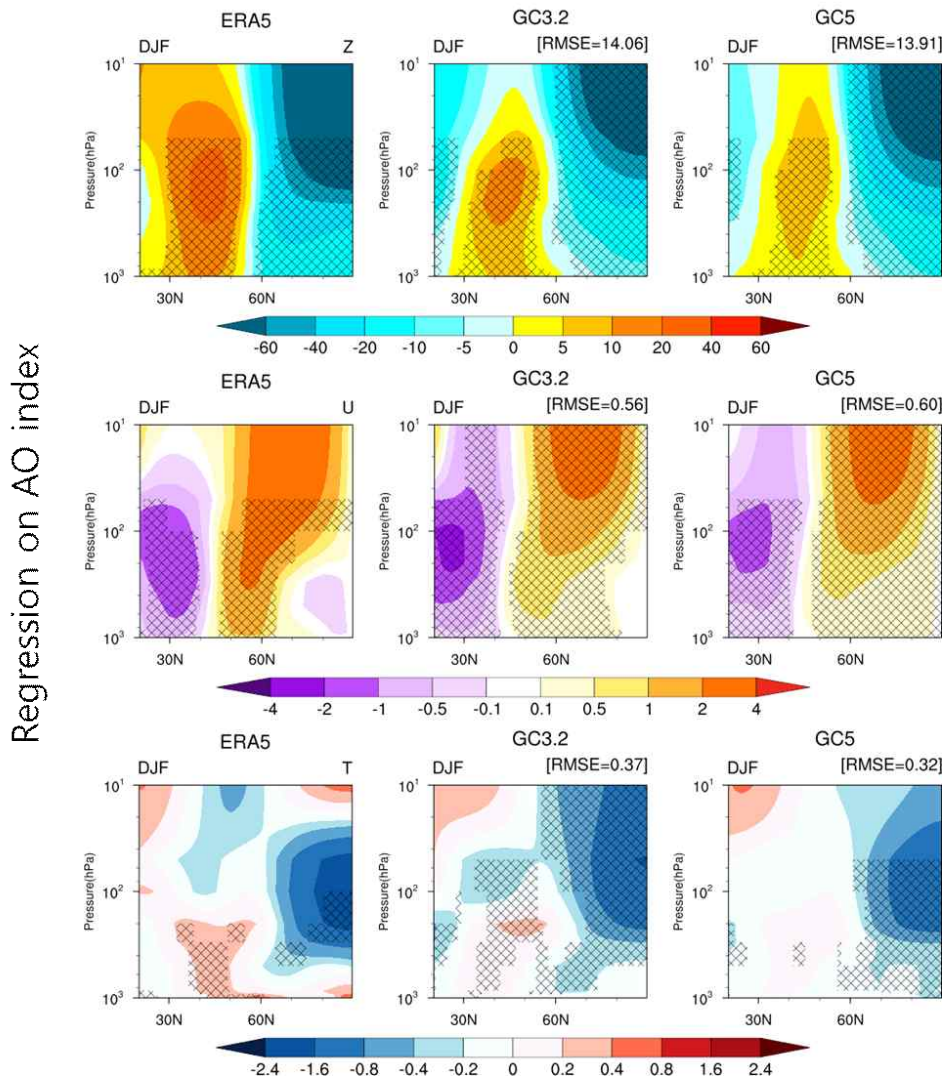


Figure 4.4. Vertical structure of the zonal mean geopotential(Z), zonal wind(U) and temperature(T) regressed on the AO index. The hatched regions satisfy 95% confidence levels.

Figure 4.4는 AO 지수에 회귀된 대기 순환장의 연직 구조를 나타낸 것으로, 겨울철 AO는 연직으로 barotropic한 구조를 나타내는 특징이 있다. 지위고도의 경우 북위 60°N 부근을 기준으로 정반대의 아노말리 패턴이 나타나며, 모델은 이러한 패턴을 잘 모의하지만 강도를 다소 약하게 모의하는 특징이 있다. GC5는 GC3.2 대비 중위도 지역의 등압구조를 상층까지 모의하며 RMSE가 개선되었다. 동서바람의 경우 북위 40°N 부근을 기준으로 반대되는 패턴을 보이며, 모델은 특히 고위도 지역 동서바람 아노말리의 강도를 약하게 모의하고 있다. GC5는 GC3.2보다 다소 약한 강도를 모의하며 예측성의 개선을 보이지 않았다. 기온의 경우 북극 상공에서 음의 아노말리, 중위도 중하층에서 양의 아노말리 패턴을 나타낸다. 모델은 북극의 음의 아노말리는 상층까지 과대모의하는 특징이 있으며 중위도의 양의 아노말리는 매우 약하게 나타나 여전히 기온의 연직구조를 모의하는데 한계를 보인다. GC5는 북극 상공 패턴을 좀 더 관측에 가깝게 모의하나 중위도 중하층 아노말리는 잘 모의하지 못한다.

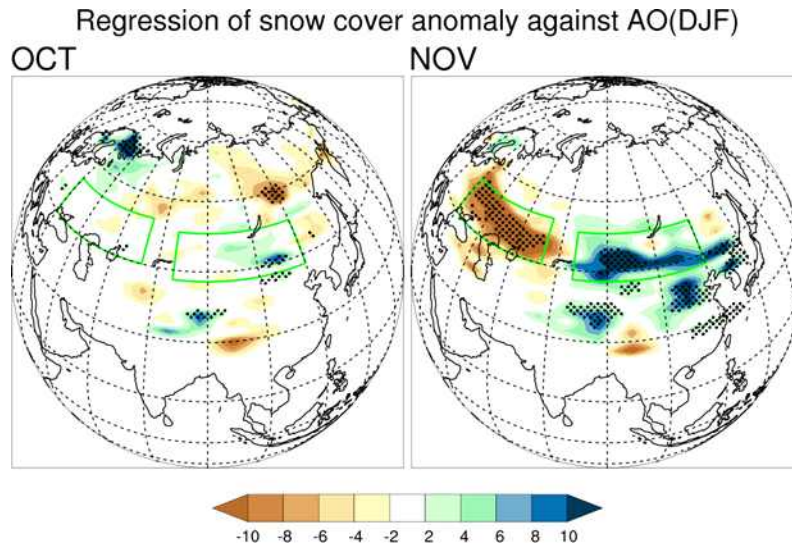


Figure 4.5. Snow cover extent anomalies regressed on the wintertime AO index in October (left) and November (right).

Park et al. 2020에 따르면 PC2 시계열을 사용하여 다양한 경계 강제력 변수와의 관계를 분석했을 때, 늦가을 유라시아 대륙 상공의 눈덮임 아노말리와 유의미한 관계가 있음을 확인한 바 있다. Figure 4.5는 겨울철 AO 지수에 회귀된 10, 11월 유라시아 지역 눈덮임 아노말리의 공간장을 나타낸 것으로, 10월과 달리 11월에서 뚜렷한 zonal dipole 패턴을 볼 수 있다. 이에 따라 11월 유라시아 눈덮임 지수를 다음과 같이 정의하였다.

$$EU_SCE = SCA[43-53^{\circ}N, 80-120^{\circ}E] - SCA[45-55^{\circ}N, 30-70^{\circ}E]$$

EU_SCE와 AO 지수 시계열 간의 상관계수는 -0.71로 높은 상관관계를 나타내며 늦가을 유라시아 눈덮임과 겨울철 음의 북극 진동 간의 강한 상관성을 확인할 수 있다(Fig. 4.2). 이는 많은 선행 연구들과 같이 늦가을 유라시아 대륙의 적설량 변동이 북반구 겨울철 기온 변동의 주요 선행 인자로 제시되며, AO에 영향을 미칠 수 있음을 제안한다. 늦가을 유라시아 눈덮임 증가에 의해 강화된 상향 wave activity flux는 성층권 극 소용돌이를 약화시키고, 겨울철에 음의 AO를 유도하여 중위도 유라시아의 한파 발생에 기여한다고 알려져 있다(Gong et al. 2003; Cohen et al. 2007; Fletcher et al. 2009). 이에 따라 늦가을 유라시아 눈덮임과 겨울 기온 변동성을 연결하는 대류권-성층권 상호작용을 모델에서 얼마나 잘 모의하고 있는지 평가하고자 한다.

Composite difference b/w SY and WY

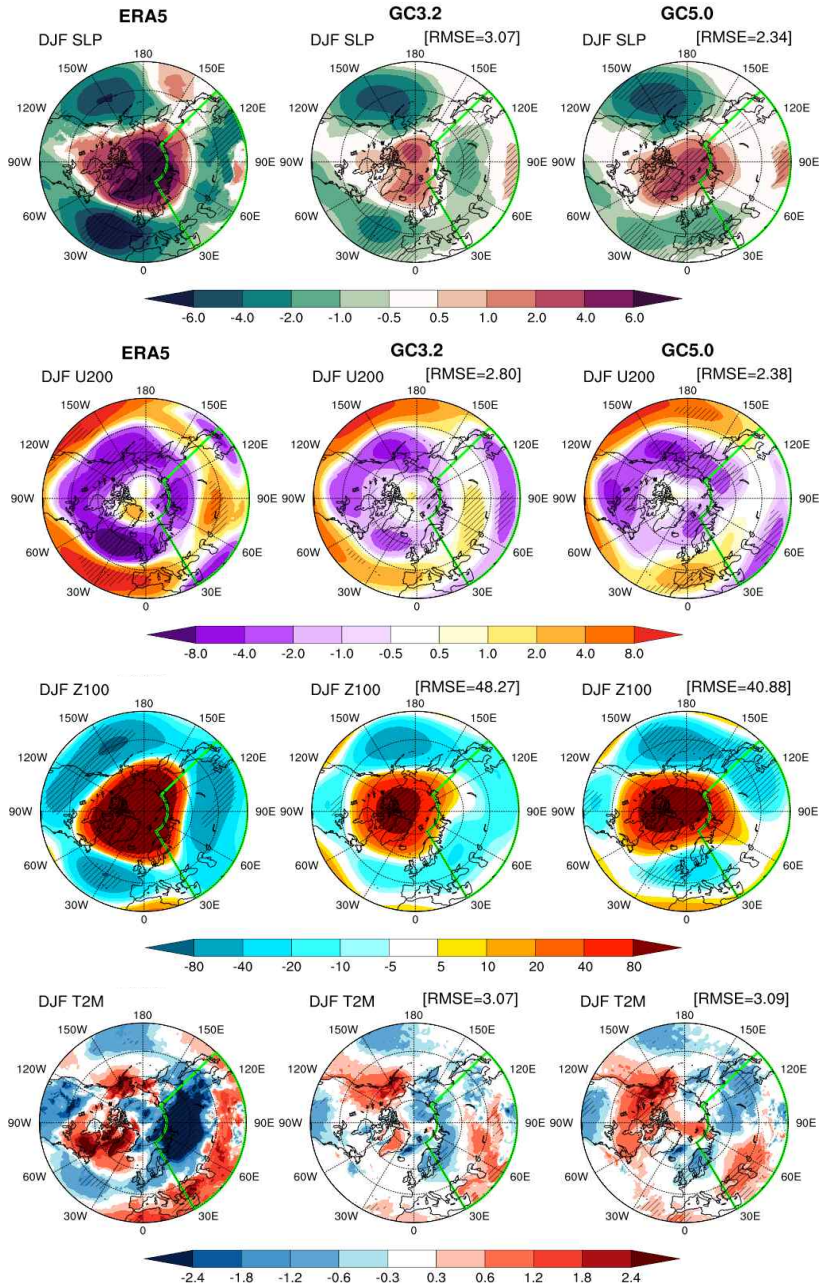


Figure 4.6. Composite differences of sea level pressure (SLP), 200hPa zonal wind (U200), 100hPa geopotential height (Z100) and 2m temperature (T2M) in wintertime between high and low EU_SCE. Hatched regions satisfy 95% confidence levels.

합성장 차이 분석을 위해 EU_SCE 지수 값을 기준으로 강한 눈덮임 아노말리와 약한 눈덮임 아노말리 연도를 구분하였다. 표준편차 ± 0.75 를 기준으로 4개의 강한 눈덮임 연도(SY; 1996, 1997, 2000, 2009)와 6개의 약한 눈덮임 연도(WY; 1995, 1999, 2006, 2007, 2011, 2014)가 선택되었다. Figure 4.6은 11월 유라시아 강한 눈덮임과 약한 눈덮임 연도 간의 겨울철 대기

변수 합성장 차이를 나타낸다. ERA5 재분석 결과, 11월 유라시아 눈덮임이 강할 때 겨울철 북극을 중심으로 뚜렷한 고기압 편차와 중위도에 저기압 편차가 동서 대칭적인 구조로 나타나며 음의 AO와 유사한 패턴을 가진다. 또한, 약화된 극제트와 극소용돌이 패턴을 보이고 지표 기온에서는 북유라시아 및 동아시아 지역의 한랭 편차를 확인할 수 있다. 모델은 이러한 패턴을 유사하게 모의하나 강도는 약한 편이며, 특히 유라시아 지역에서 모의 성능이 떨어진다. GC5는 북극 지역 편차 강도와 유라시아 지역 편차 패턴 모의에서 좀 더 관측과 가까운 모습을 보이며, 늦가을 유라시아 눈덮임 선행인자에 대한 겨울철 대기 반응이 다소 개선됨을 나타낸다.

다음으로 늦가을 유라시아 눈덮임 아노말리가 대기 파동을 통해 성층권 순환에 미치는 동역학적 경로를 진단하기 위해 Eliassen-Palm (E-P) flux 분석을 수행하였다(Andrews 1987). Figure 4.7은 11월과 겨울철에 대한 동서바람, E-P flux, E-P flux 발산장의 평균장과 합성장 차이를 나타낸다. ERA5 재분석장에서 볼 수 있듯이, 11월 유라시아 눈덮임이 강하면 60°N 부근의 대류권 중하층에서 상향 E-P flux가 증가해 성층권으로 연직 전파되어 성층권 극 소용돌이를 약화시킬 수 있다. 성층권 하부를 중심으로 발생한 음의 동서바람 편차를 통해 극 소용돌이 및 극제트가 약화된 것을 알 수 있고, 약화된 성층권 순환은 겨울철에 다시 대류권 70°N 부근으로 하향 전파되어 음의 AO 패턴을 유도하게 된다. 모델은 상층 동서바람 편차와 대류권 중하층의 중위도 북방향 E-P flux 및 고위도 하향 E-P flux 강도를 매우 약하게 모의하는 특성을 가진다. GC5는 상층의 동서바람 편차와 하층의 하향 E-P flux 강도가 GC3.2보다 다소 개선되었으나, 여전히 관측 대비 중위도 중하층의 poleward flux와 하향 E-P flux 세기를 과소 모의하여 모델의 약한 대류권-성층권 상호작용 결과를 보여준다.

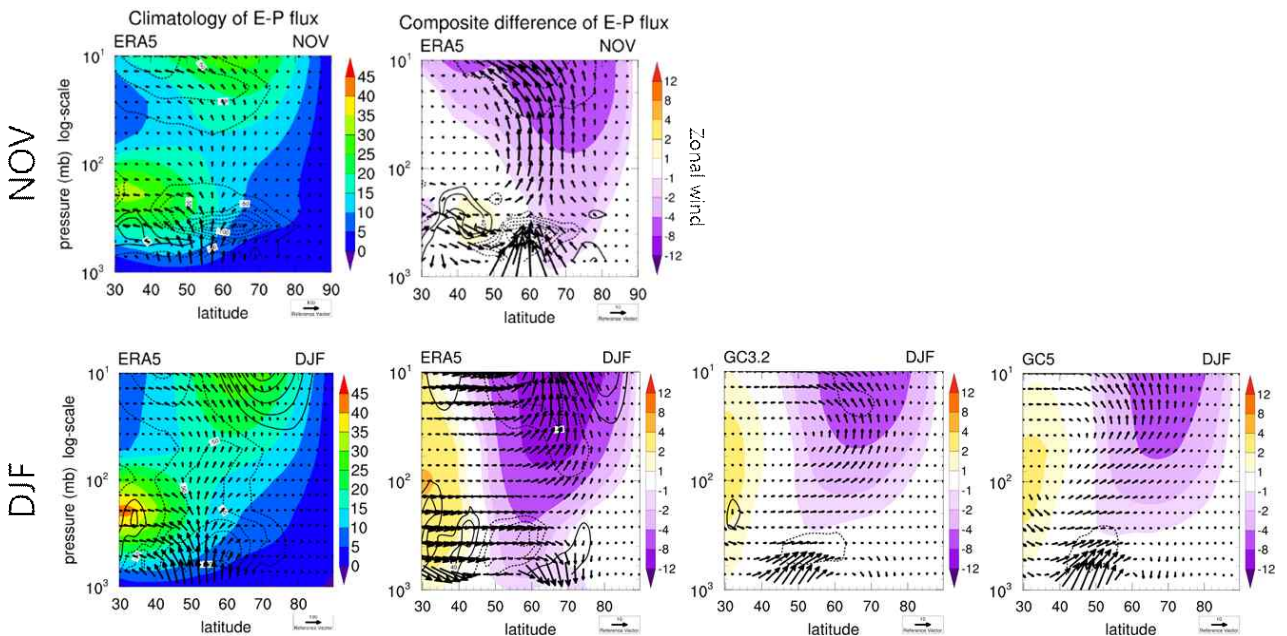


Figure 4.7. Latitude-Pressure cross section of composite differences of the zonal-mean zonal wind (shaded), E-P flux (vectors) and E-P flux divergence (contours) between high and low EU_SCE.

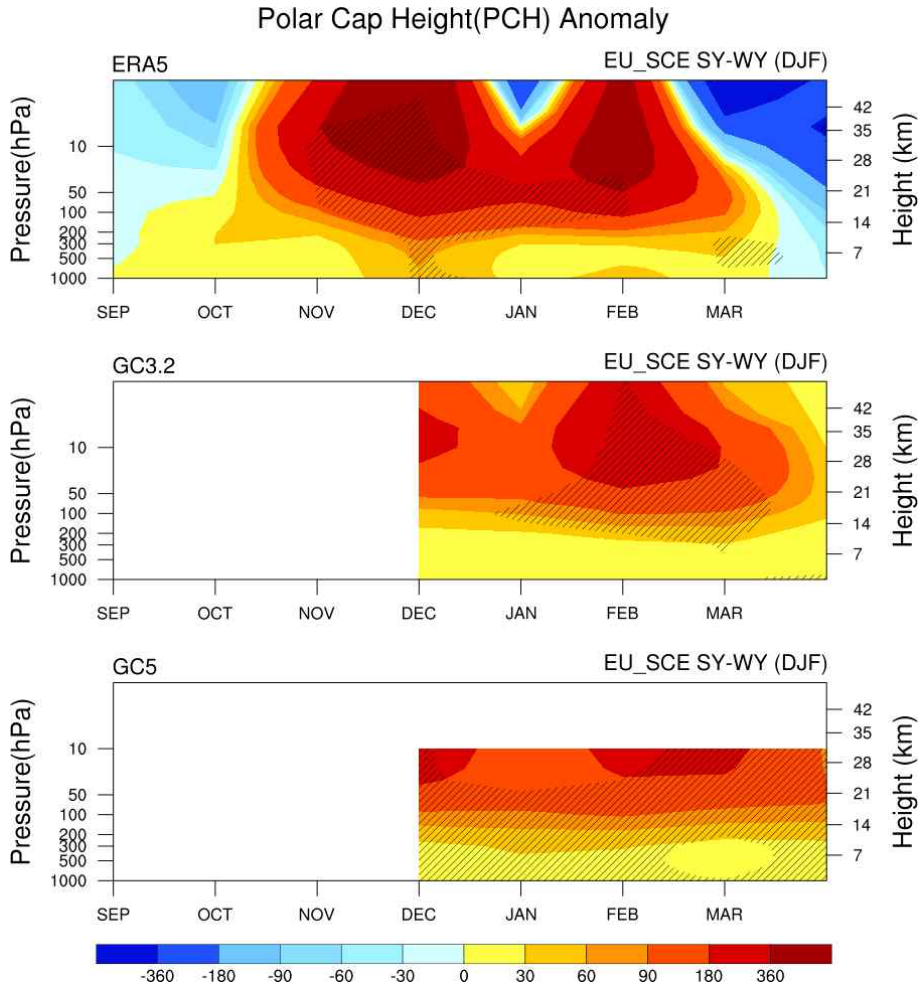


Figure 4.8. Time-Pressure cross section of composite differences of the monthly mean area-averaged geopotential height anomalies in the region poleward of 65°N between high and low EU_SCE. Hatched regions satisfy 90% confidence levels.

Figure 4.8은 65°N 이상 영역 평균된 지위고도로, 11월 유라시아 눈덮임 반응에 대한 Polar Cap Height(PCH) anomaly의 합성장 차이를 나타내며 성층권 극 소용돌이 구조의 월별 변화를 살펴볼 수 있다. 데이터가 없는 부분은 NaN 값으로 처리하였다. ERA5에서 강한 늦가을 유라시아 눈덮임일 때 상층을 중심으로 강한 양의 아노말리가 발생한다. 이는 약화된 성층권 극 소용돌이 구조를 나타내며 늦가을부터 겨울철까지 지속되면서 가을철 눈덮임 편차와 겨울철 유라시아 한파 발생을 연결하는 중요한 메모리로 작용된다. 모델은 유사한 구조를 모의하고 있지만 강도가 약하고 양의 편차가 3월 이후로도 지속되는 양상을 보이며, GC5에서도 개선은 보이지 않았다. 이는 모델에서 약한 대류권-성층권 상호작용을 개선하기 위한 노력이 필요함을 제시한다.

겨울철 AO 지수에 회귀된 대기 순환장 수평구조를 살펴보면(Fig. 4.9), 해면기압과 500hPa 지위고도의 경우 북극과 중위도에서 반대되는 아노말리를 모델에서 유사하게 모의하고 있지만 강도가 다소 약하게 나타나며 GC5는 유라시아 지역에서 약간의 개선을 보인다. 또한 200hPa

동서바람 및 지표기온 패턴 모의가 북유럽과 동아시아를 중심으로 개선되어 전반적인 RMSE가 줄어들었다. 이는 앞선 하향 파동 전과 프로세스의 개선과 상응하는 결과이며, AO와 관련된 겨울철 유라시아 기온 변동성의 모의성능 향상을 기대해 볼 수 있다.

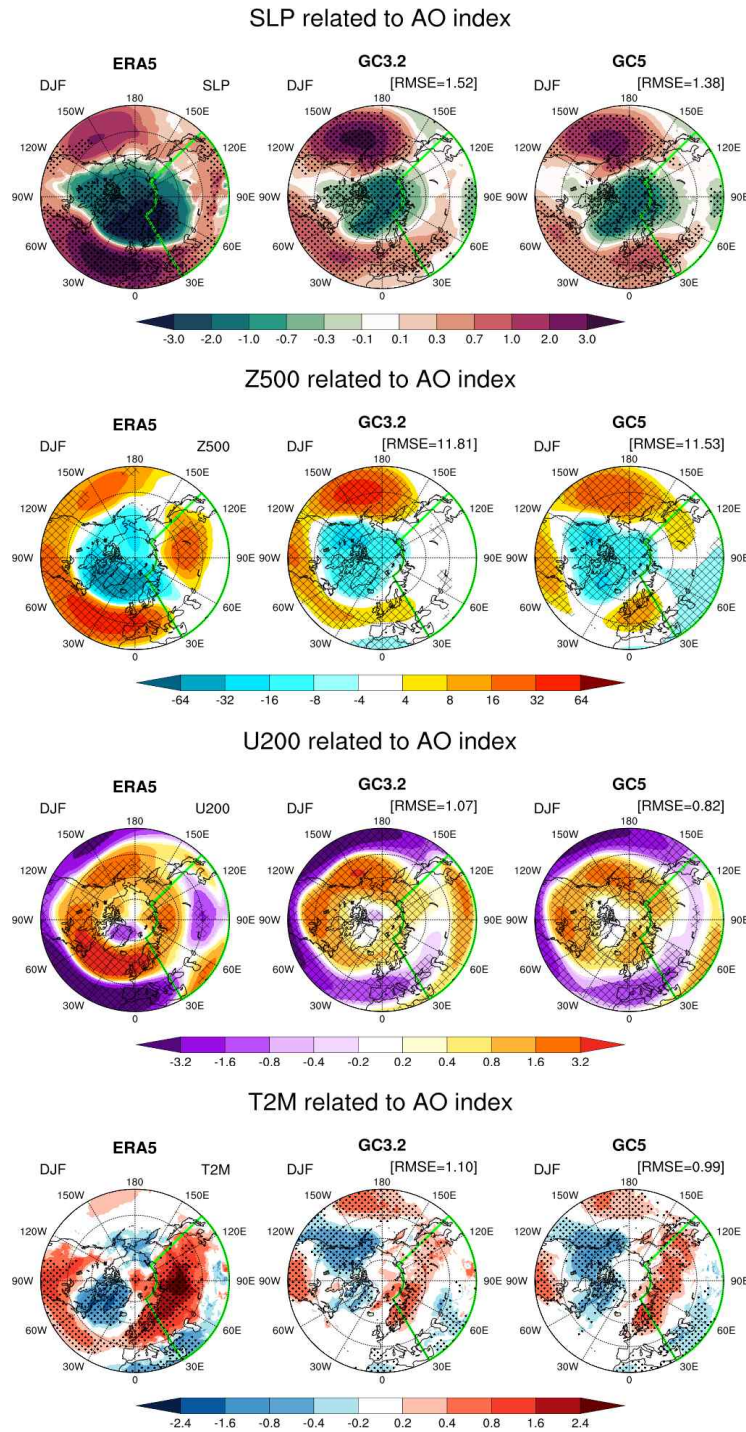


Figure 4.9. Spatial patterns of the sea level pressure (SLP), 500hPa geopotential (Z500), 200hPa zonal wind (U200) and 2m temperature (T2M) in wintertime regressed on the AO index. The hatched regions satisfy 95% confidence levels.

4.2.3. 북극 해빙 (SIC)

최근 수십 년간 북극은 급격한 온난화를 경험하고 있으며 이는 막대한 양의 해빙 손실을 동반하고 있다. 특히 바렌츠-카라(BK) 해는 북극 해빙 손실이 가장 두드러지게 나타나는 지역 중 하나이다. 바렌츠-카라해 해빙 감소는 온난 북극-한랭 유라시아(Warm Arctic-Cold Eurasia, WACE) 패턴을 유도하여 북반구 겨울철 기온 변동성에 영향을 미치는 것으로 알려져 있으며 (Petoukhov and Semenov 2010; Tang et al. 2013; Kim and Son 2020; Ghosh et al. 2024), 이는 Figure 4.2의 EOF3 모드에서도 연관성을 확인할 수 있다. 따라서 이 연구에서는 바렌츠-카라해 해빙 감소에 따른 겨울철 유라시아 대기 순환 반응을 이해하고 모델의 모의 성능을 분석하고자 하였다.

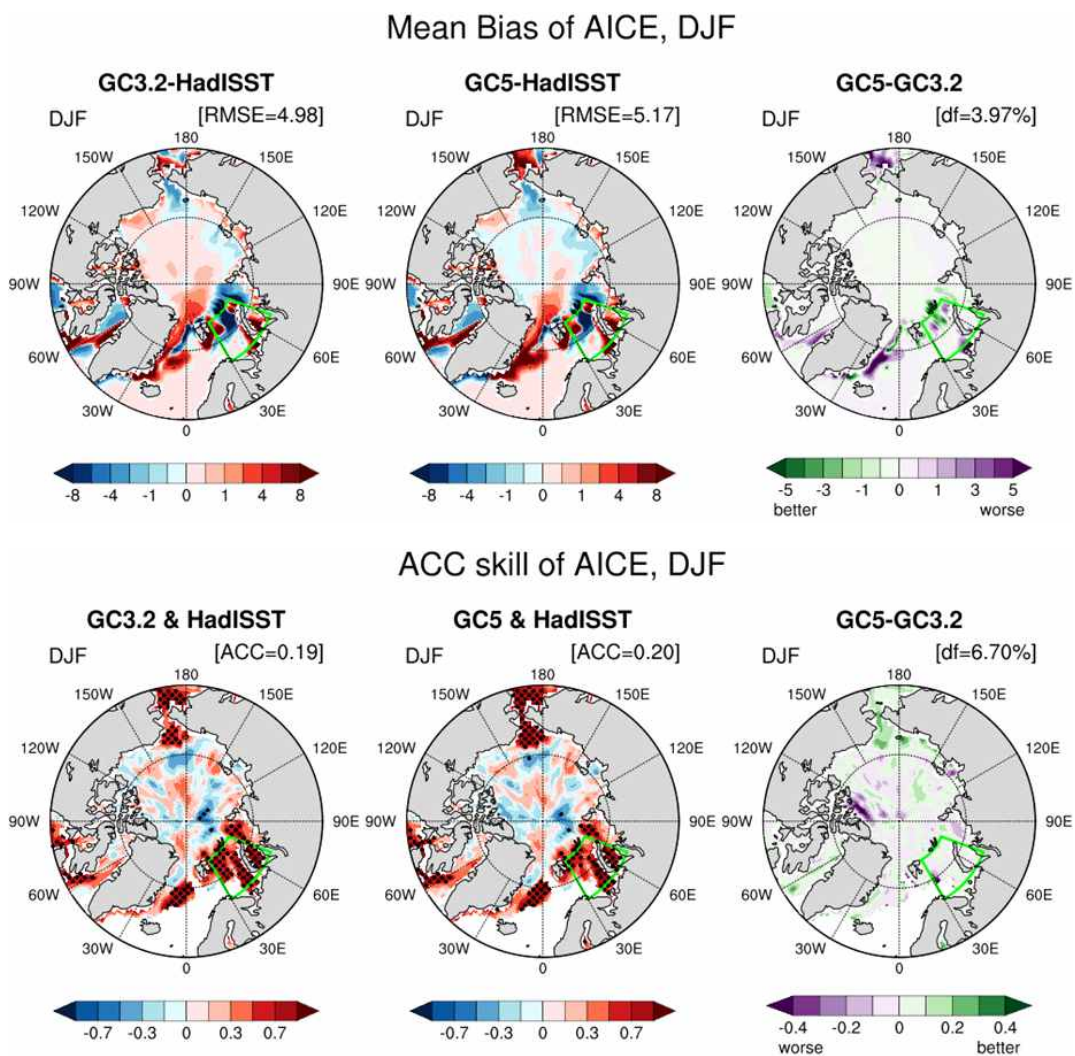


Figure 4.10. Spatial patterns of the mean bias (top) and ACC (bottom) of sea ice concentration in wintertime. The rightmost column shows the difference between models. The dotted regions satisfy 98% confidence levels.

Figure 4.10은 모델의 겨울철 북극 해빙 Bias와 ACC, 그리고 모델 간 차이를 나타낸 것으로, 바렌츠-카라해 지역에서 모델 편차 및 ACC가 크게 나타남을 확인할 수 있다(연두색 라인). Bias의 경우 두 모델에서 큰 차이가 보이지 않았으나, ACC는 바렌츠-카라해 지역과 척치-베링해 부근에서 0.7 이상의 높은 모의 성능을 보이며 GC5는 GC3.2보다 약 6.7% 개선된 예측성능을 가진다.

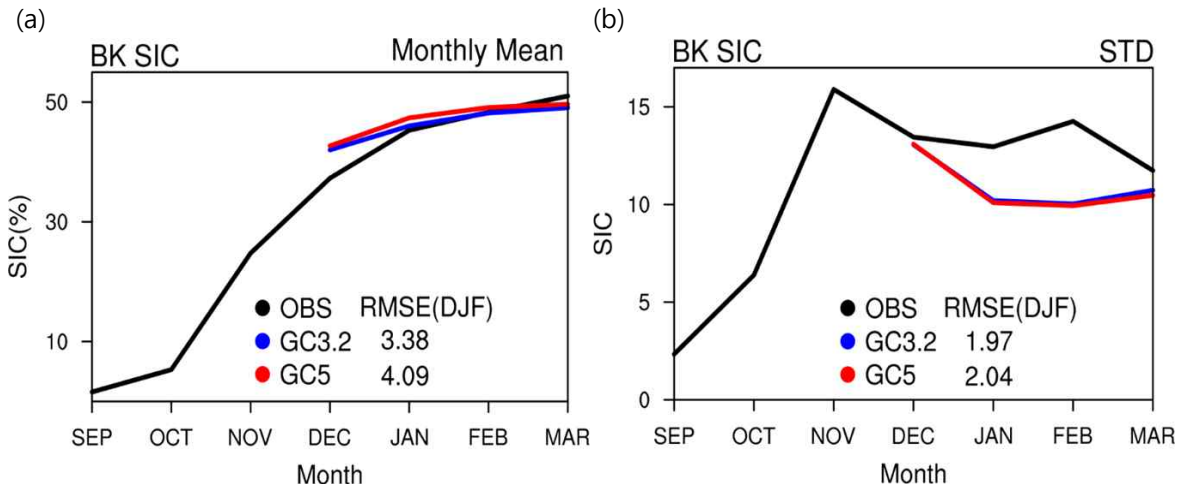


Figure 4.11. Monthly mean (a) and standard deviation (b) of sea ice concentration (SIC) anomalies averaged over BK (70–80°N, 30–70°E). The black, blue and red lines denote the HadISST, GC3.2 and GC5.

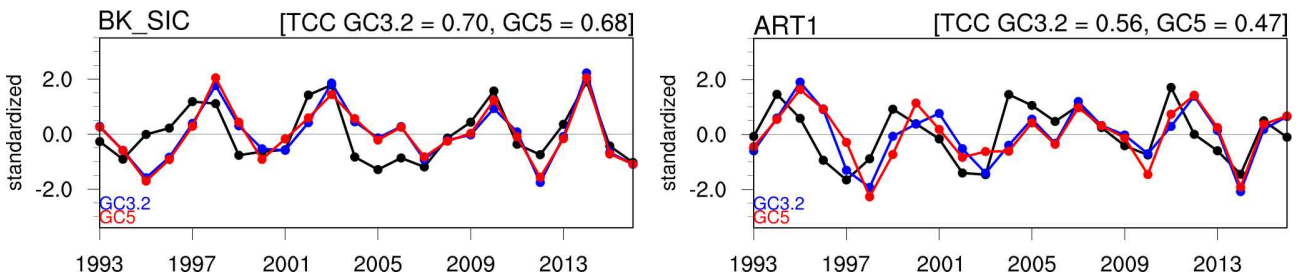


Figure 4.12. Normalized time series of the BK SIC anomalies (left) and ART1 index (right). The black, blue and red lines denote the OBS, GC3.2 and GC5.

Figure 4.11과 Figure 4.12는 바렌츠-카라해 영역 평균된 해빙의 계절내 변동과 경년 변동을 나타낸다. 바렌츠-카라해 해빙은 10월부터 급격하게 성장하기 시작하여 겨울철 동안 점진적으로 증가한다. 계절내 변동은 11월에 가장 크게 나타나고 겨울철까지 비슷하게 유지되는 경향이 있다. 모델은 12월, 1월 해빙을 관측보다 과대 모의하고 2월 해빙은 관측과 유사하게 모의한다. 계절내 변동폭은 전반적으로 과소 모의하는 특징이 있으며 12월에서 2월로 갈수록 표준편차의 차이가 커지고, GC3.2와 GC5의 차이는 거의 나타나지 않았지만 RMSE는 GC5가 다소 증가하였다(Fig. 4.11). 바렌츠-카라해 해빙과 ART1 지수는 뚜렷한 경년 변동성을 보이며 모델에서도 이를 잘 모의하고 있다(Fig. 4.12). GC5는 GC3.2 대비 TCC가 다소 감소한 모의 성능을 보였다.

바렌츠-카라해 해빙 감소가 유라시아 겨울 한파의 선행 요인이 될 수 있음을 시사하는 많은 연구들이 이뤄지고 있으며(Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012; Kim et al. 2014; Kug et al. 2015; Zhang et al. 2018), Overland et al. 2015에서는 유라시아 겨울철 지표기온 아노말리가 동일한 겨울철 해빙 감소보다 늦가을 바렌츠-카라해 해빙 감소와 더 강한 상관 관계를 보임을 밝힌 바 있다. 늦가을 해빙 감소는 겨울철 따뜻한 북극 기온을 유도하고 대류권-성층권 상호작용을 통해 WACE 패턴을 초래하게 된다. 더 나아가, 대기 블로킹 현상이 더 빈번하고 지속적으로 발생하며 강화된 cyclonic activity 및 극 소용돌이 약화로 이어질 수 있다. 따라서 11월 바렌츠-카라해 해빙 감소에 따른 겨울철 대기 반응을 살펴보고 유라시아 한파 발생에 미치는 물리적 프로세스의 모의 성능을 진단하고자 하였다.

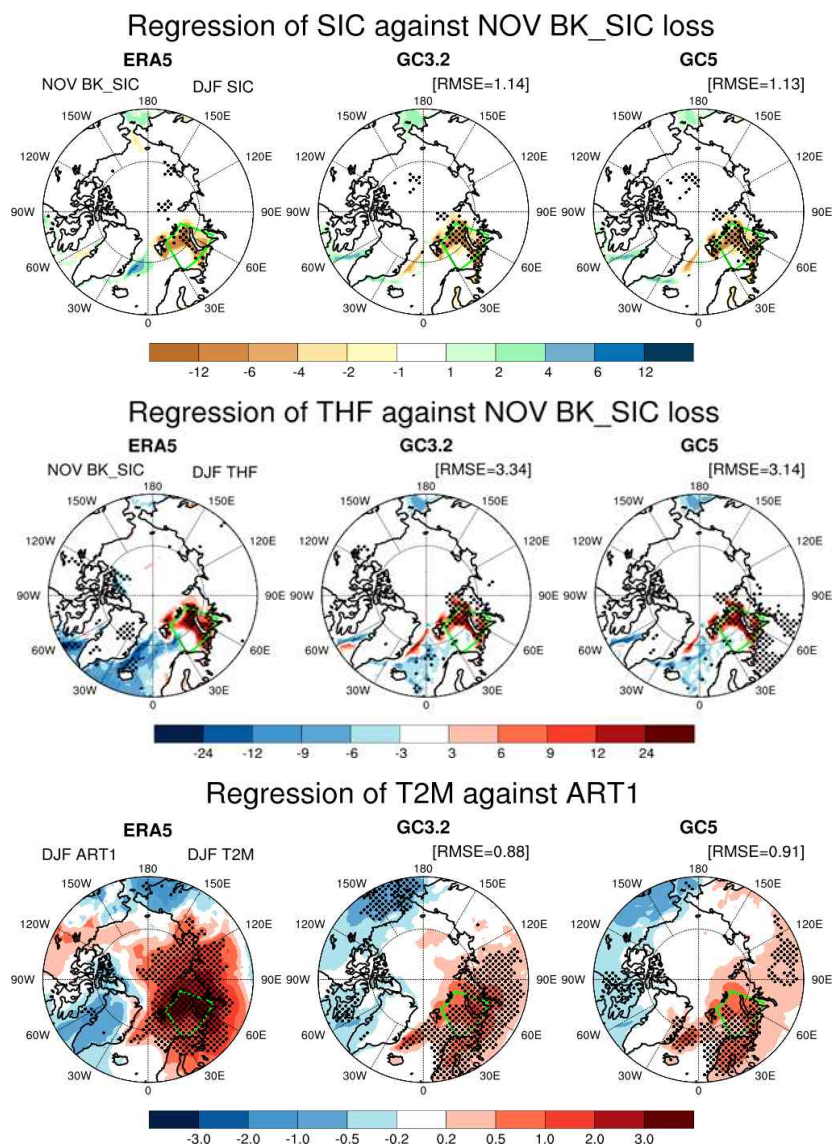


Figure 4.13. Spatial patterns of sea ice concentration (SIC) and turbulent heat flux (THF) anomalies regressed on the November BK SIC loss and 2m temperature (T2M) anomalies regressed on the ART1 index in wintertime. The dotted regions satisfy 95% confidence levels.

Figure 4.13은 11월 바렌츠-카라해 해빙 감소에 따른 겨울철 해빙 및 지표 플럭스와 ART1 지수에 따른 지표기온 회귀분석장을 나타내며, 지표 플럭스는 현열과 잠열 플럭스의 합으로 정의된다. Deser et al. 2010에 따르면, 북극 해빙의 손실은 가을에 가장 크지만 지표 플럭스 반응은 겨울에 가장 크게 나타나는데, 이는 공기 온도가 개방된 상층 해양보다 차가울 때 난류 에너지 손실이 가장 크게 나타나기 때문임을 명시했다. 이에 근거하여 11월 바렌츠-카라해 해빙 감소는 겨울철 바렌츠-카라해 지역에 양의 지표 플럭스 아노말리를 유도하며 해빙 감소에 따라 해양에서 대기로 열이 전달됨을 알 수 있다. 바렌츠-카라해 지역을 중심으로 증가한 지표 플럭스는 지표 기온 상승에 기여하며, ART1 지수가 증가할 때 북극 상공에서 양의 아노말리가 우세함에 따라 11월 바렌츠-카라해 해빙 감소가 겨울철 북극 지표기온 상승에 기여함을 보여준다. 모델은 해빙 감소와 지표 플럭스 방출을 ERA5에 가깝게 모의하며 GC3.2와 GC5의 차이는 거의 나타나지 않았고, 지표 기온의 경우 warming의 강도와 범위를 보다 작게 모의하고 있다. GC5는 GC3.2보다 지표 기온 아노말리의 강도가 약하고 통계적으로 유의미한 지역이 축소되어 나타나, 늦가을 바렌츠-카라해 해빙 손실에 따른 겨울철 북극 지역 기온 변동을 과소 모의함을 알 수 있다.

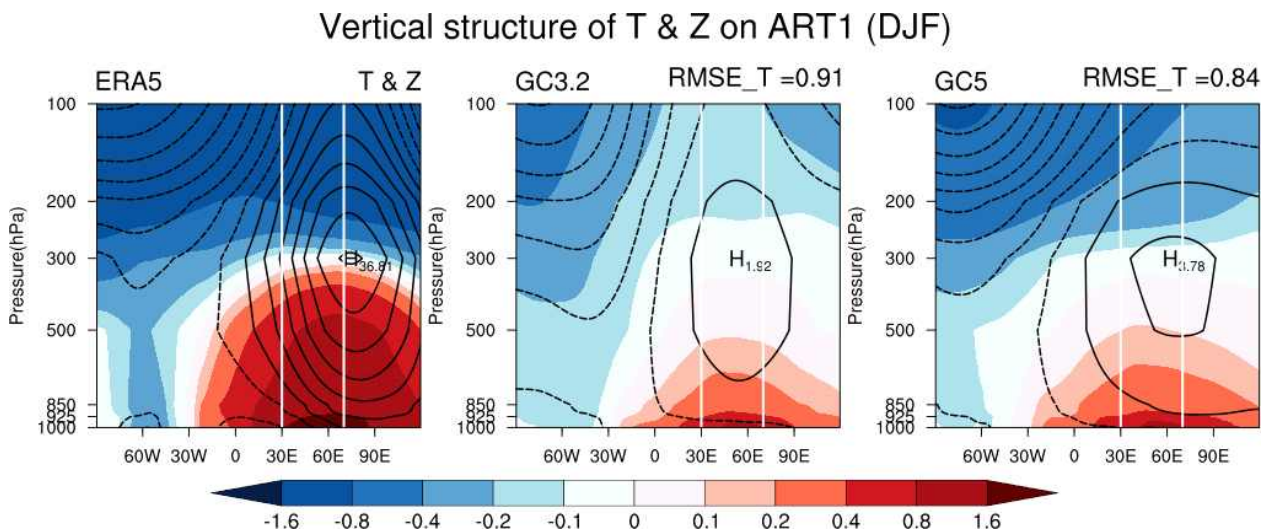
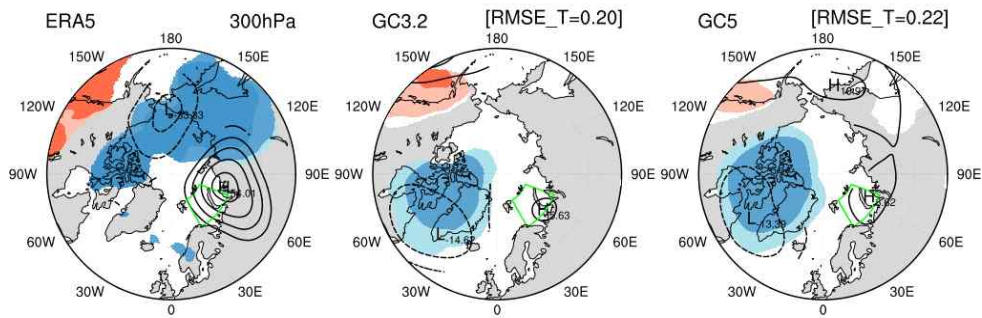


Figure 4.14. Longitude-Pressure cross section of 65-90°N averaged T (shaded) and Z (contour) anomalies regressed on the ART1 index in wintertime. The range of BK is marked by white lines.

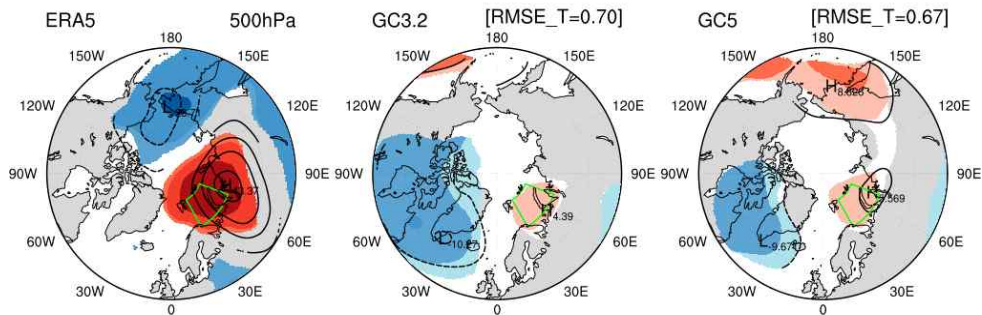
Honda et al. 2009에 따르면, 해빙 손실로 인한 겨울철 난류 열 플럭스에 의해 구동되는 정상 로스비파는 대류권 경로를 통해 시베리아 고기압의 증폭을 유도하는 역할을 한다고 알려져 있다. Figure 4.14는 ART1 지수에 회귀된 기온 및 지위고도의 연직 구조를 나타낸 그림으로, 65-90°N 위도 평균된 바렌츠-카라해 인근 영역을 나타낸다. Figure 4.15는 300hPa, 500hPa, 850hPa에 따른 T, Z의 수평장을 보여준다. ERA5는 강화된 시베리아 고기압을 따라 대류권 상층까지 순압 구조를 형성하며 바렌츠-카라해 지역을 중심으로 대류권 중상층까지 warming이 깊게 발달하는 것을 확인할 수 있다. 모델은 warming의 연직구조를 얇고 약하게

모의하여 대류권 중층까지 warming 시그널과 시베리아 고기압 강화가 뚜렷하게 나타나지 않고 과소 모의된다. 마찬가지로 수평장에서도 유의미한 시베리아 고기압 패턴이 거의 보이지 않고 양의 기온 아노말리가 매우 약하게 보인다. 또, 베링해 주변으로 음의 기온 아노말리가 나타나는 ERA5와 다르게 모델에서는 알래스카-캐나다 북동부 지역에서 음의 기온 아노말리가 나타나는 특징이 있다. GC5는 GC3.2 대비 순압 구조 패턴 모의 성능이 다소 개선되어 하층의 양의 기온 아노말리 강도가 좀 더 강해졌고 RMSE도 감소하였다.

T & Z at 300hPa related to ART1 index(DJF)



T & Z at 500hPa related to ART1 index(DJF)



T & Z at 850hPa related to ART1 index(DJF)

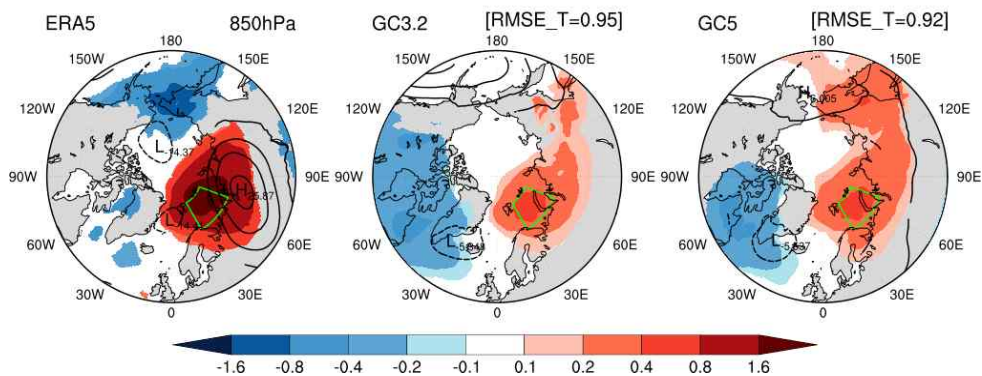


Figure 4.15. Spatial patterns of 300hPa, 500hPa and 850hPa T and Z anomalies regressed on the ART1 index in wintertime. The range of BK is marked by green lines.

Wave Activity Flux response to Nov BK_SIC loss

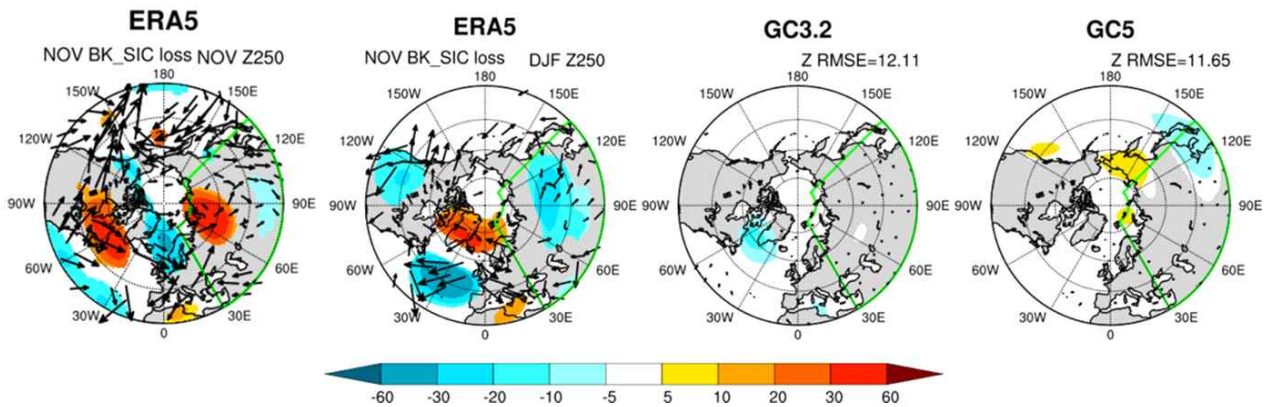
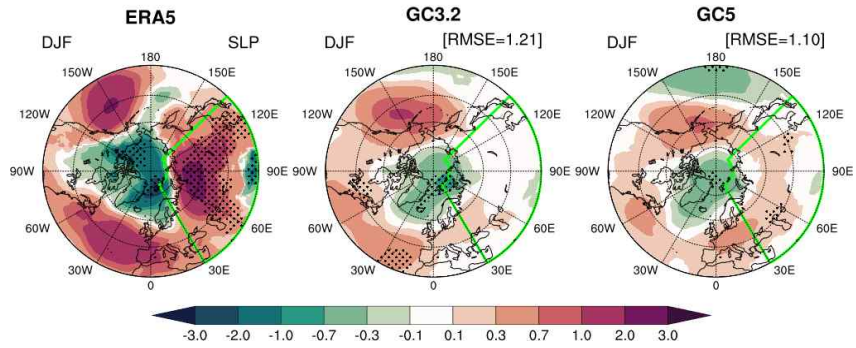


Figure 4.16. Spatial patterns of 250hPa geopotential height anomalies (shaded) and wave activity flux (vector) regressed on the November BK SIC loss in November (left) and DJF.

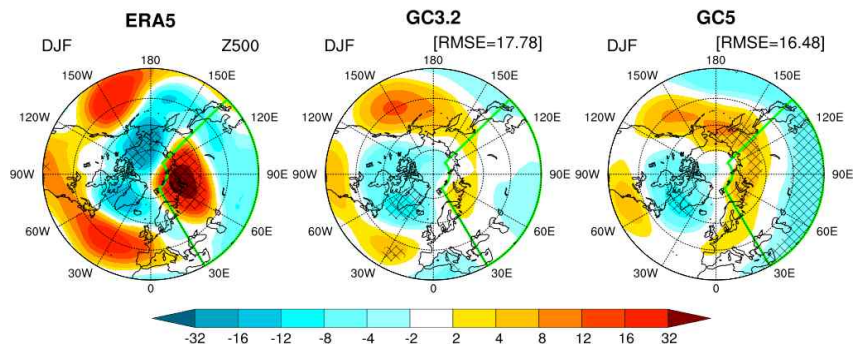
북극 해빙 손실에 따른 대기 순환 변동은 정체성 로스비파를 통해 중위도에 영향을 동반한다고 알려져 있다. 250hPa Wave activity flux (Takaya and Nakamura 2001) 분석을 통해 상층 파동 전파의 특성을 분석한 결과, ERA5에서 11월 바렌츠-카라해 해빙 손실에 따른 11월 상층 파동 전파가 뚜렷하게 나타나며 북대서양 서부에서 시작되는 대규모 로스비 파동 패턴이 래브라도 해, 바렌츠 카라해를 지나 유라시아로 도달함을 확인할 수 있다(Fig. 4.16). 겨울철에는 중위도 유라시아 대륙에서 유의한 파동 패턴을 보이며 한랭 편차를 유도하게 된다. 모델은 유의미한 상층 파동 전파 패턴을 전혀 모의하지 못하는 모습을 보이고, 이는 앞서 깊게 발달하는 기온 및 기압의 연직 구조를 잘 모의하지 못하는 것과 상응하여 지표 강제력이 상층 대기로 전달되는 것을 제한한다. GC5는 한국-일본 지역의 유의미한 상층 지위고도 패턴을 제외하고는 크게 모의 성능의 개선이 없었다.

Figure 4.17은 ART1 지수에 따른 대기 순환장 변화를 나타낸 것으로, 바렌츠-카라해 지역 기온 상승이 겨울철 중위도 기후 변동에 미치는 영향을 제시한다. 바렌츠-카라해 기온 상승은 북극에 저기압, 중위도에 고기압 아노말리를 발달시키며 대류권 중상층까지 순압 구조를 형성한다. 또한 바렌츠-카라해 기온 상승을 중심으로 북극 지표 기온 상승에 기여하며 하층 대류권 층후를 증가시켜 기온의 남북 경도를 감소시키고 결과적으로 상층 제트도 약화된다. Figure 4.17의 ERA5 그림에서도 중위도 유라시아 대륙의 우랄 블로킹 발달과 약화된 극제트가 동반됨을 확인할 수 있다. 따라서 강화된 시베리아 고기압을 따라 차가운 북풍이 유입되어 북극의 양의 기온 아노말리, 동아시아를 포함한 중위도 유라시아 대륙에 음의 기온 아노말리가 넓게 나타나며 WACE 패턴이 유도된다. 모델은 이러한 북극-중위도 원격상관 패턴을 전반적으로 잘 모의하지만 약한 강도를 보이고, 특히 우랄산맥을 중심으로 발달하는 고기압 아노말리와 상층 극제트의 약화를 잘 모의하지 못한다. GC5는 유라시아에서 GC3.2보다 ERA5에 가까운 모의 성능을 보이며 겨울철 WACE 패턴 모의의 개선을 보여주었다. 특히 GC3.2에서 거의 보이지 않던 중위도 유라시아 대륙의 한랭 편차를 GC5에서 잘 나타내면서 모의 성능의 개선을 보였다.

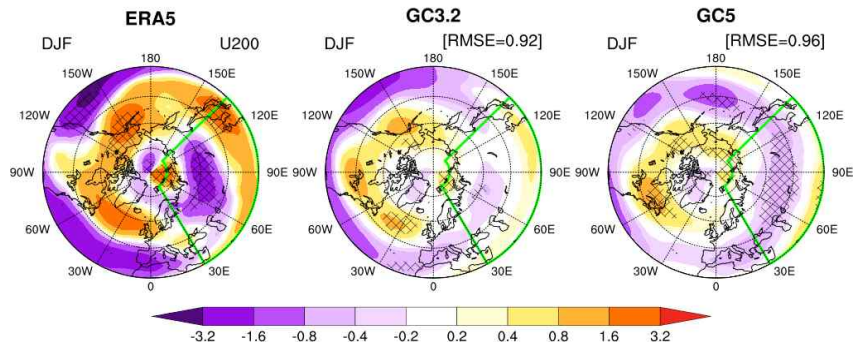
SLP related to ART1 index



Z500 related to ART1 index



U200 related to ART1 index



T2M related to ART1 index

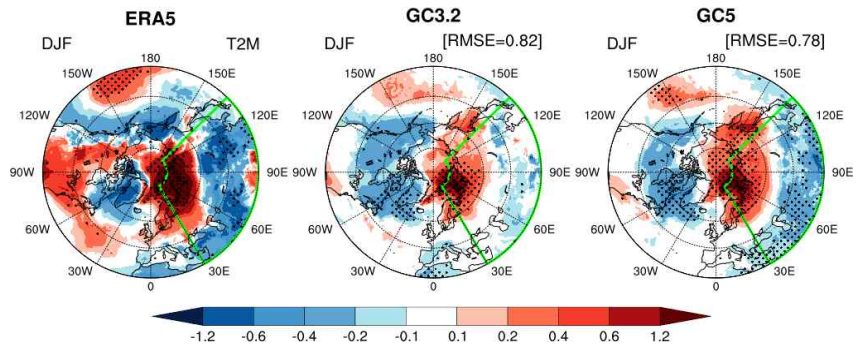


Figure 4.17. Spatial patterns of the SLP, Z500, U200 and T2M anomalies in wintertime regressed on the ART1 index. The hatched regions satisfy 95% confidence levels.

Figure 4.18과 4.19는 ART1 지수에 회귀된 지표 기온 및 대기 변수의 계절 내 특성을 나타낸다. 데이터가 없는 부분은 NaN 값으로 처리하였다. ERA5에서 ART1 지수에 따른 지표 기온은 10월 이후로 유라시아 대륙 전체에 한랭 편차를 가져오며 12월에 잠시 약해졌다가 1, 2월에 다시 강해지는 모습을 보인다(Fig. 4.18). 특히 1월에는 중앙아시아 지역에서 강한 한랭 편차를 보이다가 2월에 그 peak가 동아시아로 이동하는 것을 확인할 수 있다. 모델은 한랭 편차의 강도를 매우 약하게 모의할 뿐만 아니라 계절 내 변동을 잘 모의하지 못한다. GC3.2는 겨울철 유라시아 대륙에 넓고 약한 한랭 편차를 보이며, 약하지만 1, 2월에 나타나는 peak가 모의되고 있다. 그러나 GC5는 1월에 음의 기온 아노말리가 거의 나타나지 않고 2월에 중앙아시아 지역에 약한 한랭 편차를 보이며, 동아시아까지 차가운 공기가 이동하지 못하고 계절 내 특성을 전혀 반영하지 못하는 모습을 보인다. Figure 4.19에서는 계절 평균과 계절 내 변동을 좀 더 직관적으로 살펴볼 수 있다. ERA5에서는 겨울철 내내 깊게 발달한 시베리아 고기압과 북극 warming이 나타나며, 1월에 유라시아 대륙 전체에 넓게 나타나는 한랭 편차와 2월에 동아시아에 발달한 저기압 아노말리를 따라 한랭 편차가 동쪽으로 이동하는 특징을 볼 수 있다. 그러나 모델은 북극 warming을 제외하고 유의미한 대기 반응 패턴을 거의 보이지 못하며 WACE 패턴의 모의 성능이 떨어진다. GC5는 12월과 1월의 시베리아 고기압 강화를 GC3.2보다 약하게 모의하다가 2월에는 기압 패턴 모의가 다소 개선되어 동아시아 지역의 약한 저기압 아노말리도 보여진다. 그러나 두 모델 모두 1월의 강한 음의 기온 아노말리와 2월의 동쪽 편향을 모의하지 못하며 계절 내 특성에서는 유의한 개선을 보이지 않았다. 따라서 북극 해빙 변동에 따른 겨울철 유라시아 기후 변동의 프로세스 재현에 있어 모델의 이해와 개선이 더 필요할 것으로 판단된다.

Regression(T2M, ART1)

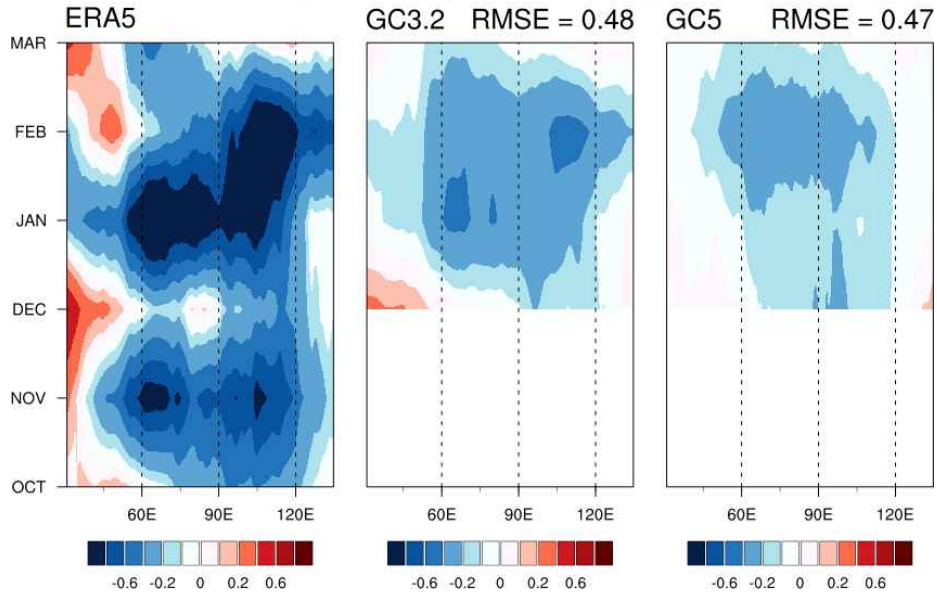


Figure 4.18. Hovmoller diagrams of 30–60°N averaged T2M anomalies regressed on the ART1 index from October to March.

Regression of T2m & Z500 & U200 against ART1

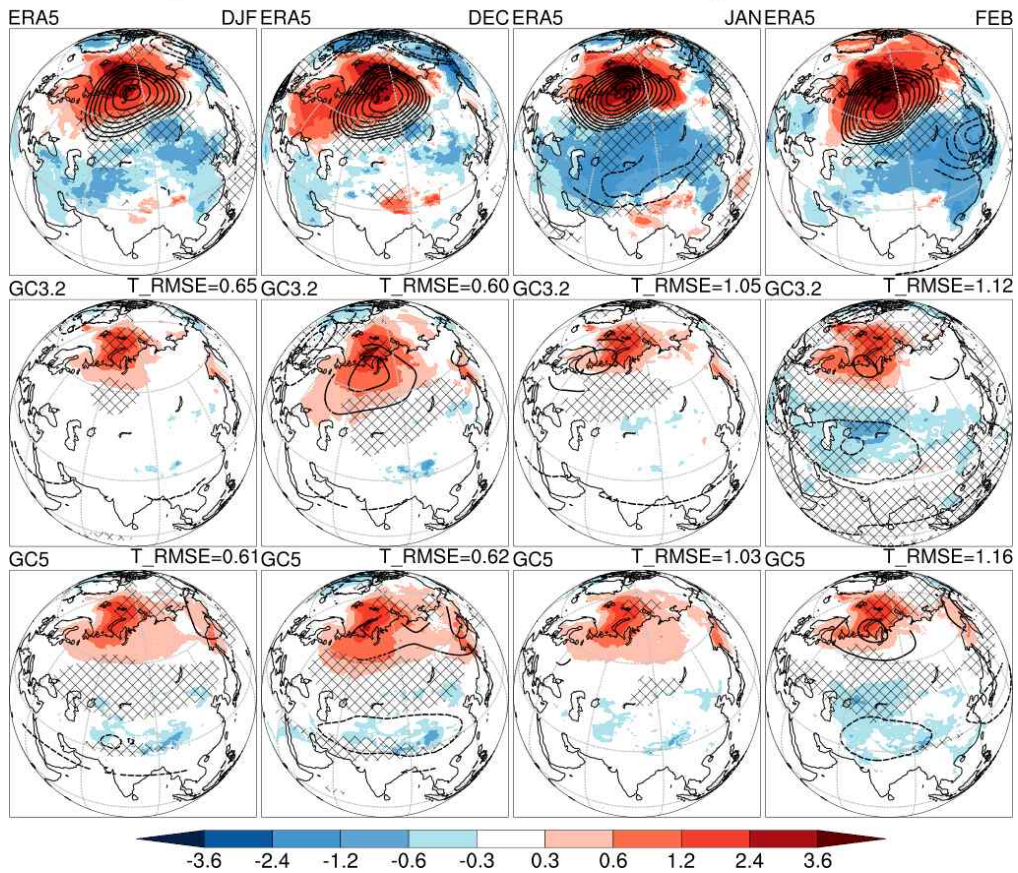


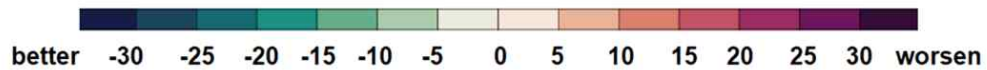
Figure 4.19. Regression maps of DJF and monthly T2M (shaded), Z500 (contour) and U200 (hatched) anomalies onto the ART1 index. The figures show the significant values above 90% confidence level.

4.2.4. 북극 기후 스코어카드 및 개선안 제시

이 연구에서는 기후예측시스템의 계절 예측 모의 성능을 파악하기 위한 자동화된 평가 체계를 구축하고, 향후 도입될 GloSea-GC5.0의 북극 기후에 대한 계절 예측 성능을 평가하였다. 앞선 진단 내용들을 종합한 GC3.2 대비 GC5.0의 모의성능 진단에 대한 주요 결과는 스코어카드와 진단테이블로 나타났다. 스코어카드는 GC3.2 대비 GC5.0의 정량적 개선율(%)을 시각화한 것으로, 진단평가 항목들 중 필수 요소들을 선정하여 계산했다. 스코어카드의 초록색(붉은색) 계열은 모의 성능 개선(감소)을 의미하고 색이 진할수록 개선율(감소율)이 커짐을 의미한다.

DJF Arctic Diagnostics Scorecard

GC5 - GC3.2	Prediction skill			Basic characteristics					Process						Teleconnection						
	AO	BKS		AO vertical str.			Arctic Warming			Nor.Snow forcing			Nov.SIC forcing			AO remote			WACE		
		SIC	ART1	T	Z	U	THF	T	Z	U200	PCH	EPF	T2M	Z250	WAF	T2M	Z500	U200	T2M	Z500	U200
	Green	Orange	Red	Green	Yellow	Orange	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green	Green



구분	북극 진동	북극 해빙
총평	유라시아 원격상관 모의패턴 개선, 눈덮임 선행인자에 대한 대류권-성층권 전파과정 모의 부족	WACE 패턴 모의 개선, 북극 연직구조 및 상층 파동 전파과정 모의 부족
개선 원인	AO 경년변동성과 T, Z 연직구조 및 겨울철 하향 E-P flux 강도 개선	북극 warming 및 순압 구조 모의 개선
저하 원인	상층 파동 전파 및 극 소용돌이의 약한 강도	BK 해빙/지표기온 경년변동성 및 상층 파동 전파 모의 성능 감소
개선 방향	북극 대기 하층 안정도 및 대류권-성층권 상호작용 개선을 통한 원격상관 재현성 개선	

Figure 4.20. Arctic diagnostics scorecard and table for GC5.0 compared to GC3.2.

겨울철 유라시아 기후 변동에 영향을 미치는 북극 진동과 북극 해빙에 대한 기본적인 예측 성능 및 모델의 구조적 오차를 제시하였으며, 북극 기후 변동에 따른 대기 프로세스를 이해하고 북극-중위도 원격상관 모의 성능을 평가하였다. GC5.0은 겨울철 AO 지수 경년 변동성이 2배 이상 크게 개선되었고 기온 및 지위고도의 순압 구조 패턴 모의가 개선되었다. 늦가을 유라시아 눈덮임과 관련된 겨울철 AO 발달의 프로세스 분석 결과, GC5.0은 유라시아 대륙에서 음의 AO와 관련된 대기 반응 패턴 모의의 개선을 보였다. 이는 E-P flux 분석에서 상층 동서바람 편차 및 하층 하향 E-P flux 강도가 다소 개선된 효과로 보이나, 여전히 성층권 극 소용돌이 구조 및 상층 파동 전파를 과소 모의하는 양상을 보이며 모델의 약한 대류권-성층권 상호작용을 나타낸다.

바렌츠-카라해 해빙의 경우, GC5.0에서 지수 경년 변동성의 TCC 모의 성능이 감소하였고, 바렌츠-카라해 해빙 손실에 따른 지표 플럭스 증가는 개선을 보였으나 북극 온난화의 강도와 범위를 과소 모의한다. 해빙 손실에 따른 바렌츠-카라해 지역 연직 기온 및 순압 구조는 GC3.2 대비 개선됨을 보이면서, 겨울철 유라시아 대륙에서 보다 관측에 가까운 대기 순환장 변동을 보이고 WACE 패턴 모의가 개선되었다. 하지만 여전히 ERA5 대비 얇고 약한 연직 구조를 보이며 유의미한 상층 파동 전파 패턴을 모의하지 못한다. 이는 북극 지표 강제력이 상층 대기를 지나 중위도로 전달되는 것을 제한하며 모델이 겨울철 유라시아 대기 순환장 변동을 과소 모의하게 된다. 따라서 북극-중위도 원격상관 모의에 있어, 북극 지역 연직 구조 및 상층 파동 전파 등 물리적 프로세스의 재현에 대한 추가적인 이해와 개선이 필요할 것으로 판단된다.

4.3. 동아시아 몬순 계절 검증 체계

몬순은 계절에 따른 바람의 방향 변화를 핵심으로 하는 전통적인 관점(Ramage 1971)을 넘어 현대에는 보다 복합적인 기후시스템으로 받아들여진다(Wang and LinHo, 2002; Wang and Ding, 2008). 우리나라를 포함한 동아시아 지역 또한 바람, 강수, 기온 등과 같은 기후 요소의 계절적 변화가 극심한 몬순 영역에 속한다. 몬순이 사회, 경제 전반에 미치는 영향이 지대하므로 여름과 겨울 몬순에 대한 신뢰도 높은 예측 정보는 필수적이다. 그러나 여러 연구에서 확인된 바와 같이, 현재의 기후예측모델들은 동아시아 몬순 예측에 있어 여전히 제한적인 성능과 모델 간의 불확실성을 보이고 있다(Sohn et al., 2011; Kim et al., 2012a; Kim et al., 2012b; Kang and Lee, 2019; Yu et al., 2023). 이러한 배경 하에, 이번 절에서는 동아시아 몬순 계절 검증 체계 기반으로 기상청 현업 기후예측모델인 GC3.2와의 비교를 통해 GC5.0의 여름 및 겨울 몬순 예측 성능을 평가한다. 평가는 평균장, 경년변동성, 프로세스 및 원격상관 모의 성능 분석을 중심으로 수행된다. 추가적으로, GC3.2 대비 GC5.0의 주요 진단 결과를 스코어카드와 함께 제시하였다.

4.3.1. 동아시아 여름 몬순

4.3.1.1. 평균장

Figure 4.21는 동아시아 영역(20-50N, 100-150E)에서 관측의 평균장 및 각 실험에서의 편차장을 나타낸다. 관측에서 나타나는 동아시아 지역 평균장 특징은 길게 뻗은 강수띠가 중국-한국-일본에 걸쳐 위치함과 동시에 강한 남서풍이 동반된다는 점이다. 북태평양 고기압의 가장자리를 따라 발달하는 이 남풍 계열 바람은 저위도의 열과 수분을 동아시아에 수송하여 몬순 강수 발달에 필요한 에너지를 공급한다(Ninomiya and Kobayashi, 1999; Seo et al., 2015). 제트 기류 또한 중, 하층 순환과 결합하여 몬순에 영향을 주는 중요한 요소로 동아시아 상공을 빠르게 흐르고 있다(Ren et al., 2017). 모델의 편차장을 살펴보면, GC5.0에서 GC3.2 대비 한반도와 일본 및 그 주변 해역에서의 강수 편차가 줄어든 양상을 보인다. 이는 북태평양 고기압 모의 성능이 상대적으로 개선되었기 때문으로 해석된다. 이와 더불어, GC3.2에서 약 30N를 경계로 나타났던 500-hPa 지위고도의 쌍극 패턴 편차 역시 완화되었다. 그러나 고위도의 음의 편차는 더욱 심해졌으며, 이러한 경향은 동아시아뿐 아니라 북반구 전역에서 두드러졌다(그림 보이지

않음). 상층 제트기류는 ERA5 대비 GC3.2에서는 약하게, GC5.0에서는 강하게 나타났다.

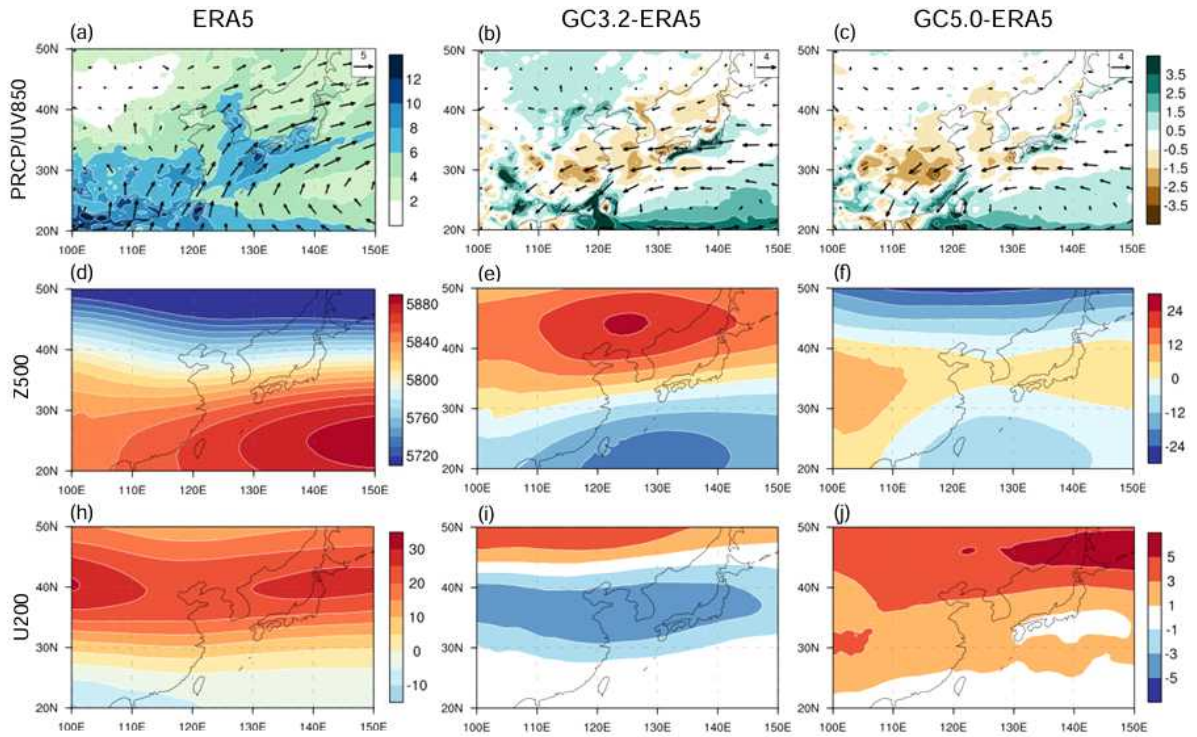


Figure 4.21. Climatological mean (left column) for precipitation and 850-hPa wind (a; mm/day and m/s; respectively), 500-hPa geopotential height (d; gpm), and 200-hPa zonal wind (h; m/s). The other columns show model bias for GC3.2 and GC5.0; respectively.

추가적으로, 동아시아 제트기류의 구조를 파악하고자 동아시아 경도 영역(100-150E)에 대해 평균한 200-hPa 동서바람의 위도 분포를 살펴보았다(Figure 4.22). 앞선 평균장 편차에서 확인한 바와 같이, 상층 동서바람의 속력은 ERA5와 GC3.2 대비 GC5.0에서 더욱 빨라졌다. 그러나 제트축의 위치는 GC5.0 (40.8N)이 GC3.2 (41.9N)보다 ERA5 (39.7N)에 가까워지면서 모의 성능이 개선되었다. 이러한 제트기류의 속도와 위치의 편차는 온도풍 관계에 기인하여, GC5.0이 GC3.2보다 중-고위도의 기온을 더 낮게 모의했기 때문으로 여겨진다(그림 보이지 않음). 이는 Figure 4.21i, j에서 살펴본 지위고도 편차 양상과 부합한다.

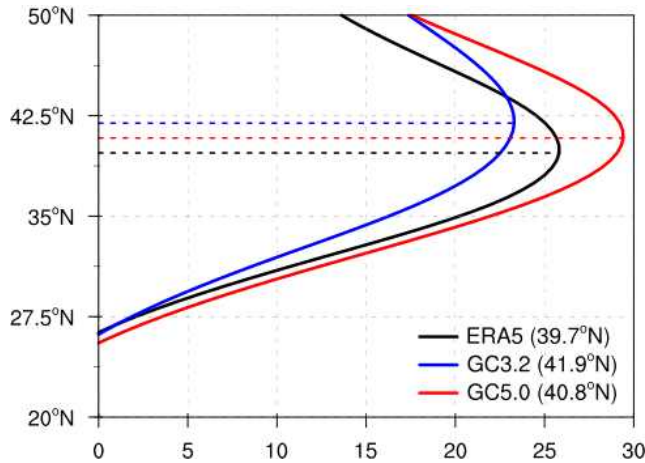


Figure 4.22. Climatological 200-hPa zonal wind averaged over 100–150E for ERA5 (black), GC3.2 (blue), GC5.0 (red). Horizontal dashed lines indicate the latitude where the maximum speed occurs.

Figure 4.23는 동아시아 여름 몬순의 주요 대기 변수들에 대한 Taylor diagram과 Taylor skill score를 나타낸다(Taylor, 2001). Taylor diagram은 기준(관측)과 모델 평균장 사이의 패턴 상관계수(R) 및 표준편차의 비(σ)를 사분원 좌표에 표시한 것으로, 좌표상의 점이 기준(REF)에 가까울수록 두 자료의 평균장이 유사함을 의미한다. 이러한 평균장의 유사성을 단일 값으로 계산한 것이 Taylor skill score (S)이며, 계산식은 Eq. [4.1]과 같다. R 과 σ 가 모두 1일 때 S 는 최댓값 1을 가지며, S 가 높을수록 모델의 성능이 관측에 더 가깝다고 해석할 수 있다. Table 4.2는 각 값들을 정리한 것이다. S 값을 기준으로 분석한 결과, GC5.0은 GC3.2에 비해 모든 주요 대기 변수에서 더 큰 S 값을 나타냈다. 이는 동아시아 영역에서의 평균장 모의 성능이 GC5.0에서 전반적으로 향상되었음을 의미한다. 단, 변수별로 나타나는 지역적 편차의 특성이 상이하여, 위의 결과 및 해석은 평가 영역에 따라 달라질 수 있음에 유의해야 한다(김지영 등, 2021).

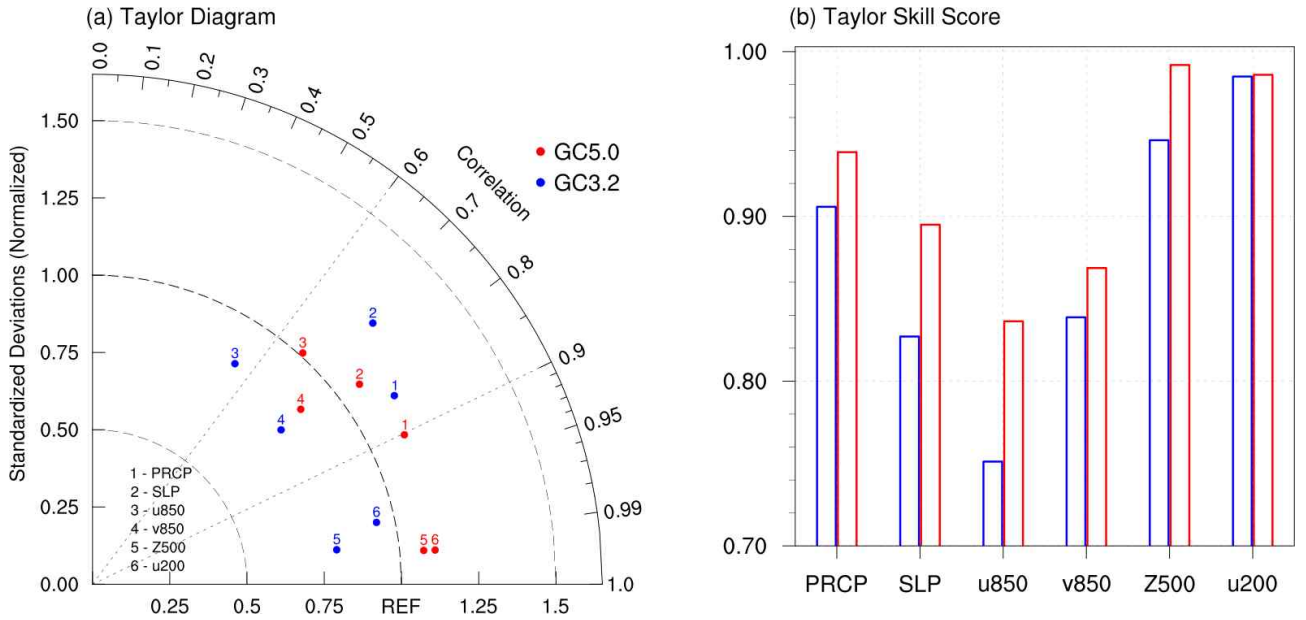


Figure 4.23. Taylor diagram and Taylor skill score comparing the summer (JJA) climatology patterns of GC3.2 (blue) and GC5.0 (red) over the East Asia region (20–50N, 100–150E).

$$S = \frac{4(1+R)}{1+R_0} \left(\sigma + \frac{1}{\sigma} \right)^{-2}, \quad R_0 = 1 \quad [4.1]$$

Table 4.2. Pattern correlation (R) and standardized deviation ratio (σ) between observation and each simulation, and Taylor skill score (S) calculated by the two values.

Variable	Simulation	R	σ	S
PRCP	GC3.2	0.85	1.15	0.91
	GC5.0	0.90	1.12	0.94
SLP	GC3.2	0.73	1.24	0.83
	GC5.0	0.80	1.08	0.89
u850	GC3.2	0.54	0.85	0.75
	GC5.0	0.67	1.01	0.84
v850	GC3.2	0.77	0.79	0.84
	GC5.0	0.77	0.88	0.87
Z500	GC3.2	0.99	0.80	0.95
	GC5.0	0.99	1.08	0.99
u200	GC3.2	0.98	0.94	0.98
	GC5.0	1.00	1.11	0.99

4.3.1.2. 경년변동성

동아시아 여름 몬순의 경년변동성 예측 성능은 Figure 4.24에 제시된 다섯 개의 몬순 지수 모의 성능을 통해 평가되었다. 이 지수들은 동아시아 강수(Yun et al., 2014), 북서태평양 대류 활동(Wang and Fan, 1999), 계절풍(Wang et al., 2001), 동서 해면기압차(Guo, 1983), 동아시아 제트기류의 상대적 위치(Lu, 2004) 등 몬순의 핵심 특징들을 기반으로 산출된다. 각 몬순 지수를 계산하기 위한 영역은 부록 C에 기술하였다. 예측 성능의 척도로는 ERA5에서 구한 몬순 지수와 상관계수이며, 상관계수가 높을수록 예측성이 좋다고 판단하였다. 시계열 분석 결과, GC3.2 대비 GC5.0에서 북서태평양 대류 활동을 대표하는 지수를 제외하고 예측성의 개선은 없었다.

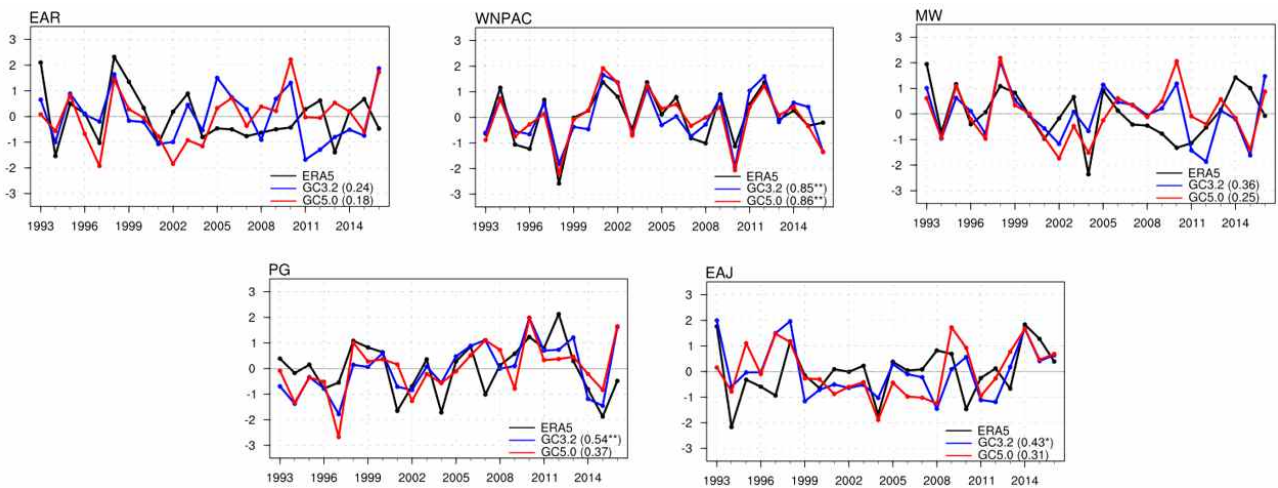


Figure 4.24. Time series of the East Asian summer monsoon indices for ERA5 (black), GC3.2 (blue), GC5.0 (red). Abbreviations are EAR, East Asian Rainfall; WNPAC, Western North Pacific Anticyclone; MW, Monsoonal Wind; PG, Pressure Gradient; and EAJ, East Asian Jet. Values in parentheses are correlation coefficients with observations for each monsoon index. Statistical significance at the 95% and 99% confidence levels is denoted by single and double asterisks, respectively.

Figure 4.25은 북서태평양 대류 활동을 대표하는 지수인 WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index)에 대해 강수와 850-hPa 바람을 회귀분석한 것이다. WNPMI는 두 영역(5-15N, 100-130E; 20-30N, 110-140E) 간의 850-hPa 동서 바람의 차로 정의되며, 동아시아 몬순의 변동성을 정량화하기 위한 지표로도 활용이 된다(Kwon et al., 2005; Wang et al., 2008). 분석의 편의를 위해 WNPMI에 -1을 곱하여 사용했다. 회귀분석장을 살펴보면, ERA5를 기준으로 북서태평양에는 고기압성 순환이 우세하게 자리를 잡고 있으며, 그 북쪽에는 저기압성 순환과 더불어 강수대가 나타난다. 이러한 패턴은 동아시아 여름 몬순의 주요 변동 패턴으로 모델에서도 다소 모의되고 있는 것으로 보인다. 다만, 모델은 관측에서 뚜렷하게 나타나는 일본을 중심으로 하는 저기압성 순환 및 강수 패턴은 충분히 재현하지 못하는 한계를 보였다. 이러한 오류는 동아시아 여름철 계절 예측 정확도를 저하시키는 요인으로 작용할 수 있으며, 이는 기상청 기후예

측모델에 국한되지 않고 많은 모델에서 공통적으로 나타나는 문제로 여겨진다(Kosaka et al., 2012; 이소정 등, 2020; Yu et al., 2023).

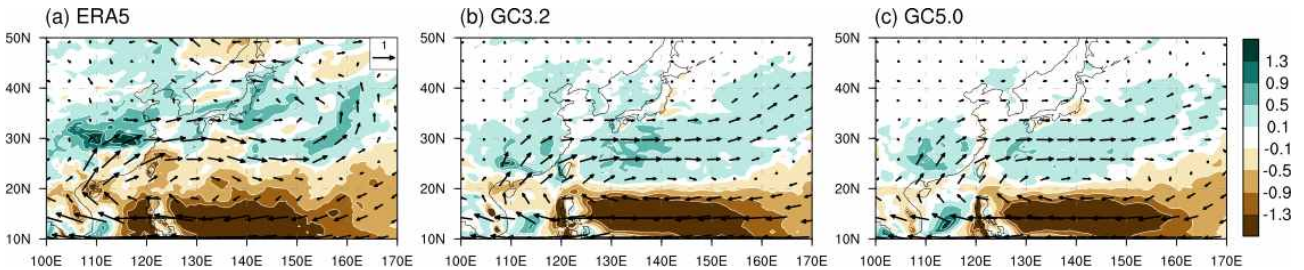


Figure 4.25. Regressed precipitation (mm/day) and 850-hPa wind (m/s) anomalies on WNPMI in GC3.2 and GC5.0.

4.3.1.3. 프로세스 및 원격상관

Indo-Pacific Ocean Capacitor (IPOC)는 동아시아 여름 몬순의 변동성에 영향을 미치는 핵심적인 열대-중위도 원격상관 메커니즘이다(Xie et al., 2009, 2016). 이 메커니즘은 겨울철 엘니뇨의 영향이 인도양을 매개로 동아시아의 여름철 기후까지 지연되어 전달되는 현상을 설명하며, 본 보고서에서는 모델이 IPOC의 대규모 해양-대기 결합 패턴을 얼마나 잘 재현하는지 평가하였다. Figure 4.26은 각각 겨울철 엘니뇨에 따른 해수면 온도, 인도양 해수면 온도에 따른 하층(850-hPa) 바람, 북서태평양 대류 활동에 따른 강수의 반응장을 나타낸다. 이때 겨울철 엘니뇨 변동성의 지표로는 OISST 기반의 NINO3.4 지수를 사용하였다. 관측 대비 모델은 북인도양 해수면 온도 및 북서태평양 대류 반응(각각 회귀장의 0-25N, 40-100E 영역 평균 및 회귀장의 20-30N, 110-140E 영역 평균과 5-15N, 100-130E 영역 평균의 차)을 강하게 모의하나, 최종적인 동아시아 강수 반응(회귀장의 28-40N, 110-145E 영역 평균)은 오히려 약하게 모의했다. 이는 모델이 열대 내 원격상관은 과도하게 재현하는 반면, 열대-중위도 원격상관은 불충분하게 재현하는 구조적 약점을 드러낸다. 특히 태평양-일본 패턴(Nitta, 1987) 모의 성능 미흡이 후자의 주요 원인으로 분석되며, 북서태평양 대류 활동에 따른 동아시아 지역의 순환 및 강수 편차가 거의 모의되지 않는다는 결과가 이를 뒷받침한다(Figure 4.25). 한편, 두 모델 간의 성능을 비교했을 때, IPOC 메커니즘의 초기 단계인 엘니뇨에 따른 북인도양 해수면 온도 반응은 거의 유사했다. 그러나 GC5.0가 북서태평양 대류 활동 반응은 더 강하게 모의한 반면, 동아시아 강수 반응은 더 약하게 모의했다. 이러한 비교 결과는 모델이 가지고 있는 열대-열대 및 열대-중위도 원격상관 모의 편차가 GC3.2보다 GC5.0에서 더욱 크다는 것을 시사한다.

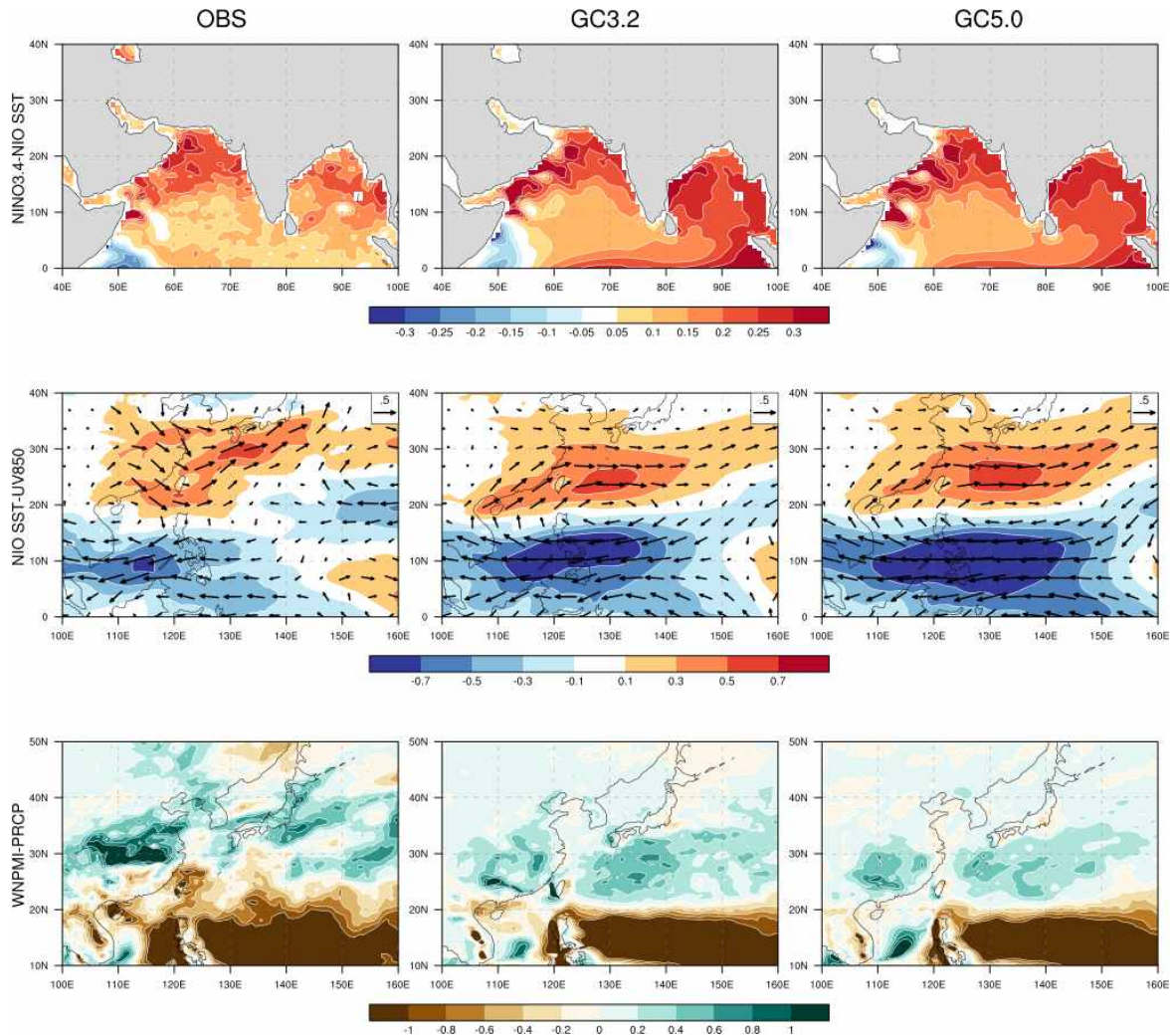


Figure 4.26. Spatial patterns of climate anomalies regressed onto different indices in observation, GC3.2, and GC5.0. Top panel: Northern Indian Ocean (NIO) SST anomaly field (K) regressed onto the observed NINO3.4 index for winter (December–January–February). Middle panel: 850-hPa wind anomaly field (vectors; m/s) and its zonal wind component (shaded) regressed onto the NIO SST index (SST averaged over 0–25N, 40–100E). Bottom panel: Precipitation anomaly field (mm/day) regressed onto the WNPMI.

4.3.1.4. 요약 및 토의

Figure 4.27은 계절 검증 체계를 통해 도출한 GC3.2 대비 GC5.0의 동아시아 여름 몬순 모의 성능의 정량적 개선율(%)을 시각화한 스코어카드이다. 스코어카드에 포함된 각 평가 요소는 앞서 수행된 평균장, 경년변동성, 프로세스 및 원격상관의 진단 분석을 바탕으로 선정되었으며, 개선율 계산 방식과 구체적 수치는 부록 C를 참고하면 된다. 평균장의 경우, 500-hPa 지위고도 모의에서 뚜렷한 성능 개선이 확인되며, 지위고도의 개선은 북태평양 고기압의 개선과도 관련되어 동아시아 몬순 강수패턴의 모의 성능을 일부 향상시켰다(Figure 4.21). 200-hPa 동서 바람의 경우 영역 평균적인 모의 성능은 악화되었지만, 제트기류의 축 위치는 관측과 더 가까워져 개선된 측면이 있다(Figure 4.21, 22). 몬순 지수를 기준으로 판단한 경년변동성 예측성 개선은 제

한적이었음도 재차 확인할 수 있다(Figure 4.24). 프로세스 및 원격상관 재현성에서는 기존 GC3.2가 가지고 있던 편차가 GC5.0에서 더욱 심화되었는데(Figure 4.26), 이 또한 스코어카드에 반영되어 나타난다. 최종적으로 GC3.2 대비 GC5.0에 대한 주요 진단 결과를 Table 4.3와 같이 요약하였다.

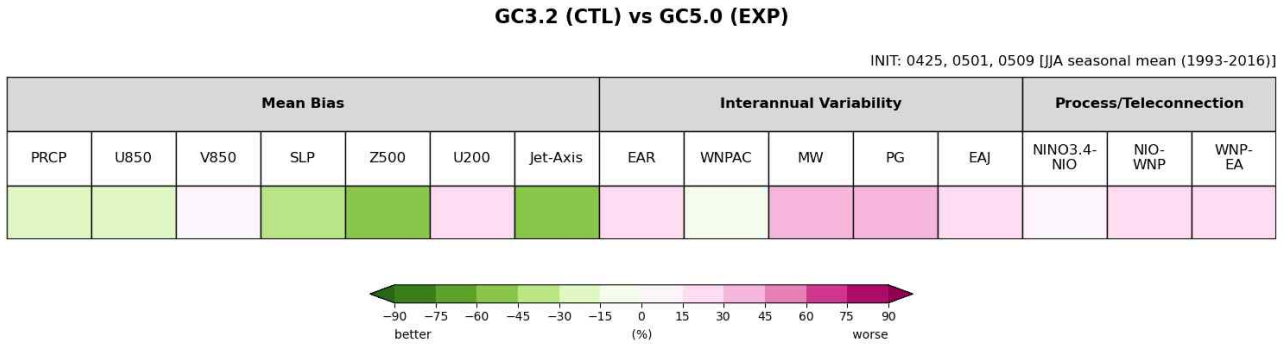


Figure 4.27. Scorecard for quantitative improvement of East Asian summer monsoon simulation in GC5.0 relative to GC3.2.

Table 4.3. Main diagnostic results for East Asian summer monsoon simulation in GC5.0 compared to GC3.2.

계절 검증 체계 기반 GC3.2 대비 GC5.0의 주요 진단 결과	
주요 내용	몬순 평균 강수대 편차 완화/강수 경년변동성 예측성 저하
원인	개선 북태평양 고기압 모의 성능 향상
	저하 열대-중위도 원격상관 모의 편차 증가
개선 방향	해양-대기 상호작용 개선을 통한 원격상관 재현성 개선

4.3.2. 동아시아 겨울 몬순

4.3.2.1. 평균장

Figure 4.28은 동아시아 영역(20-50N, 100-150E)에서 관측의 평균장 및 각 모델에서의 편차장에 대한 그림이다. 동아시아에는 겨울철 급격한 온도 경도와 함께 강한 북서풍이 불어 한랭이류가 발생한다. 시베리아 고기압의 동편을 따라 불어오는 북풍 계열의 바람은 동아시아를 거쳐 일본 남쪽 해역에서 두 갈래로 분기된다. 동아시아 중층(500-hPa) 기압골은 고위도의 찬 공기가 저위도로 유입되는 경로에 해당하며 그 중심은 일본 열도 부근에 위치한다. 강한 경압성을 동반하는 제트기류는 여름보다 더 남하하고 강하게 발달하며, 최고 속력은 일본의 남동쪽 해상에 위치한다(Wang et al., 2009). 모델의 편차장을 순서대로 살펴보면, 두 모델 모두 하층(850-hPa) 북풍 및 서풍보다는 남풍 및 동풍 편차가 지배적이다. 한랭편차는 해양보다는 대륙에서 강하게 나타났으며, GC3.2 대비 GC5.0에서 한반도와 중국 북동부 대륙의 편차가 심화되었다. GC5.0에서 나타난 동아시아 중심의 한랭 편차는 850-hPa 뿐 아니라 지표 및 중, 상층에 대해서도 마찬가지로 나타났다(그림 생략). GC5.0의 중, 상층에서는 기압골이 더욱 깊어지고 상층 바람이 저위도까지 강해졌는데, 이러한 순환 편차는 동아시아의 한랭 편차를 강화하는 요인으로 보인다.

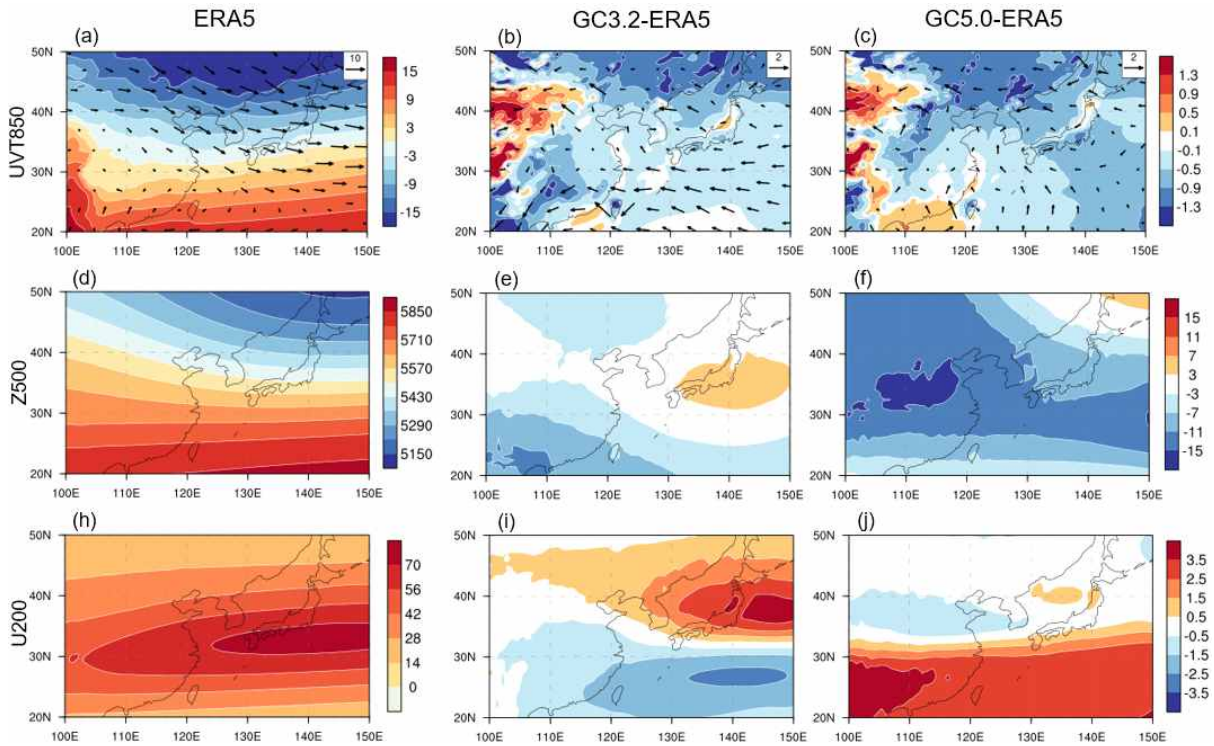


Figure 4.28. Climatological mean (left column) for 850-hPa wind and temperature (a; m/s and K; respectively), 500-hPa geopotential height (d; gpm), and 200-hPa zonal wind (h; m/s). The other columns show model bias for GC3.2 and GC5.0; respectively.

Figure 4.29은 동아시아 경도 영역(100-150E)에 대해 평균된 200-hPa 동서바람의 위도 분포를 보여준다. 몬순 평균장에서 살펴본 바와 같이, GC5.0의 주요 편차는 ERA5 기준 가장 속력이 빠른 위도(31.9N)를 포함하여 그 남쪽 영역에서 발생했다. 제트축의 위치(GC5.0: 31.4N) 역시 ERA5 (31.9N)보다 남쪽으로 편향되어 GC3.2 (31.9N)에 비해 모의 성능이 떨어졌다.

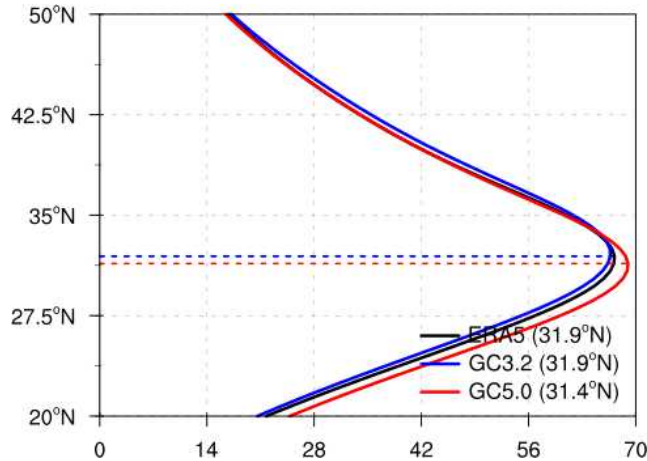


Figure 4.29. Climatological 200-hPa zonal wind (m/s) averaged over 100-150E for ERA5 (black), GC3.2 (blue), and GC5.0 (red). Horizontal dashed lines indicate the latitude where the maximum speed occurs.

Figure 4.30은 동아시아 겨울 몬순의 주요 대기 변수들에 대한 Taylor diagram과 Taylor skill score를 나타내며, 이에 대한 설명은 앞서(Figure 4.23) 기술하였기에 생략하였다. Taylor diagram에서 좌표상의 점들은 여름의 결과와 비교했을 때 REF에 더욱 밀집되어 나타났다. 이는 더 높은 R 과 σ 를 의미하며 S 에도 반영되었다. 다만, S 를 기준으로 한 모델별 우위는 변수에 따라 다르게 나타났다(Table 4.4).

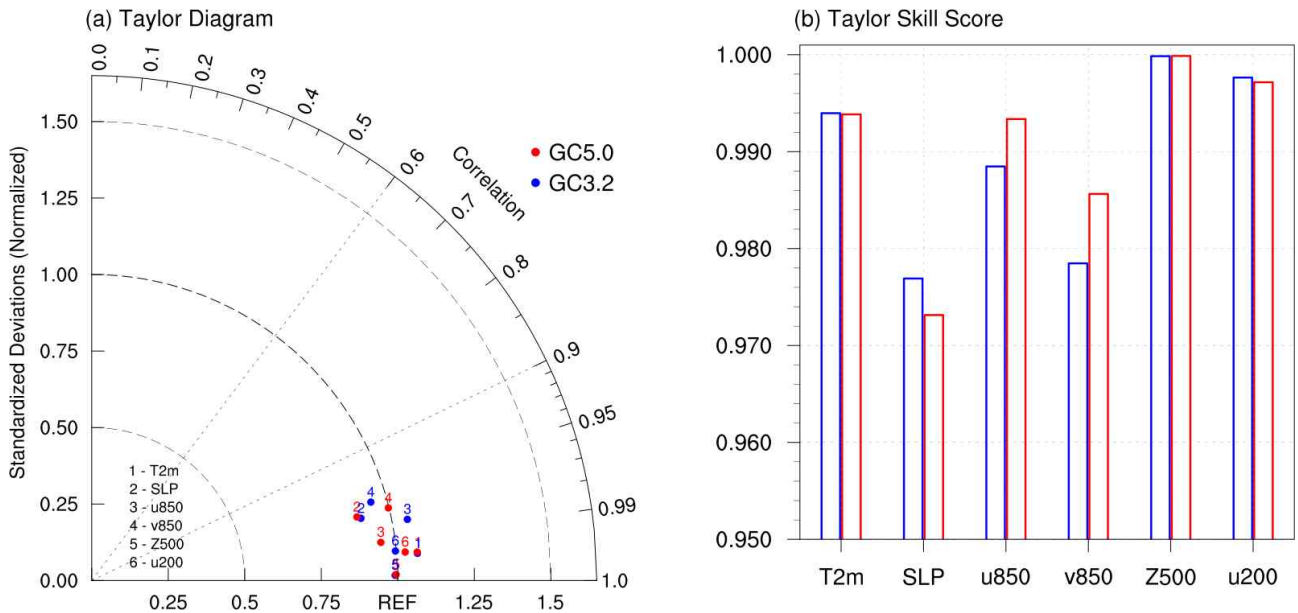


Figure 4.30. Taylor diagram and Taylor skill score comparing the winter (DJF) climatology patterns of GC3.2 (blue) and GC5.0 (red) over the East Asia region (20–50N, 100–150E).

Table 4.4. Pattern correlation (R) and standardized deviation ratio (σ) between observation and each simulation, and Taylor skill score (S) calculated by the two values.

Variable	Simulation	R	σ	S
T2M	GC3.2	1.00	1.07	0.99
	GC5.0	1.00	1.07	0.99
SLP	GC3.2	0.97	0.90	0.98
	GC5.0	0.97	0.89	0.97
u850	GC3.2	0.98	1.05	0.99
	GC5.0	0.99	0.95	0.99
v850	GC3.2	0.96	0.95	0.98
	GC5.0	0.97	1.00	0.99
Z500	GC3.2	1.00	0.99	1.00
	GC5.0	1.00	0.99	1.00
u200	GC3.2	1.00	1.00	1.00
	GC5.0	1.00	1.03	1.00

4.3.2.2. 경년변동성

Figure 4.31은 여섯 가지의 동아시아 겨울 몬순 지수 예측성을 나타낸다. 이 지수들은 동

아시아 기온의 EOF 1, 2모드(Wang et al. 2010), 계절풍(Yang et al. 2002), 동서 해면기압차(Guo 1994), 동아시아 기압골(Sun and Li 1997), 동아시아 제트기류 시어(Li and Yang 2010) 등 다양한 몬순 특성을 기반으로 산출된다. 각 몬순 지수를 계산하기 위한 영역은 부록 C에 기술하였다. 평가 결과, 지수별 예측 성능의 우위는 모델마다 상이했고, 두 모델 모두에서 5% 유의 수준을 만족하는 지수는 Yang et al. (2002)에서 제시한 지수가 유일했다.

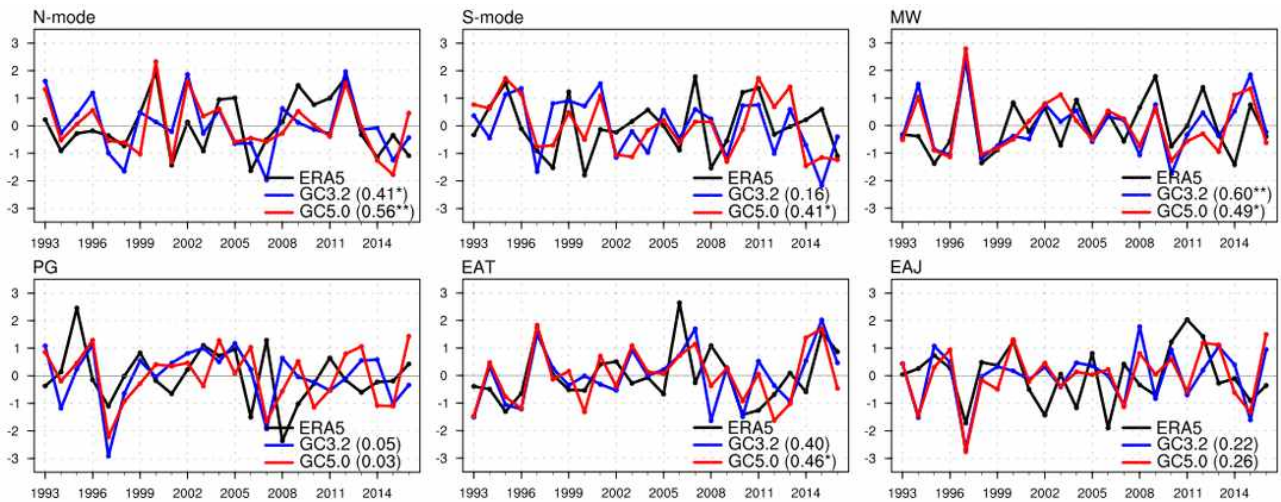


Figure 4.31. Time series of the East Asian winter monsoon indices for ERA5 (black), GC3.2 (blue), GC5.0 (red). Abbreviations are N-mode, Northern mode; S-mode, Southern mode; MW, Monsoonal Wind; PG, Pressure Gradient; EAT, East Asian Trough; and EAJ, East Asian Jet. Values in parentheses are correlation coefficients with observations for each monsoon index. Statistical significance at the 95% and 99% confidence levels is denoted by single and double asterisks, respectively.

Figure 4.32는 앞서 언급된 동아시아 기온의 EOF 1, 2모드에 대한 공간장으로, 두 모드—북부 모드와 남부모드는 동아시아 기온 변동의 약 70%를 설명하는 지배적인 모드이다(Wang et al., 2010). 두 모델은 북부 모드의 진폭을 과소 평가하며 분산 기여율이 낮은 공통적인 한계를 보인다. 남부 모드의 경우, 모델은 온도 편차의 위치를 상대적으로 남쪽에 모의하여 그 공간적 구조를 제대로 재현하지 못하고 있다. 그럼에도 불구하고, 기온 변동 모드의 시계열 및 공간 패턴에 대한 상관계수는 GC3.2보다 GC5.0에서 높게 나타났으며(Figure 4.31, 32), 이는 동아시아 기온 변동 주요 모드 모의에 있어 GC5.0의 향상된 성능을 의미한다.

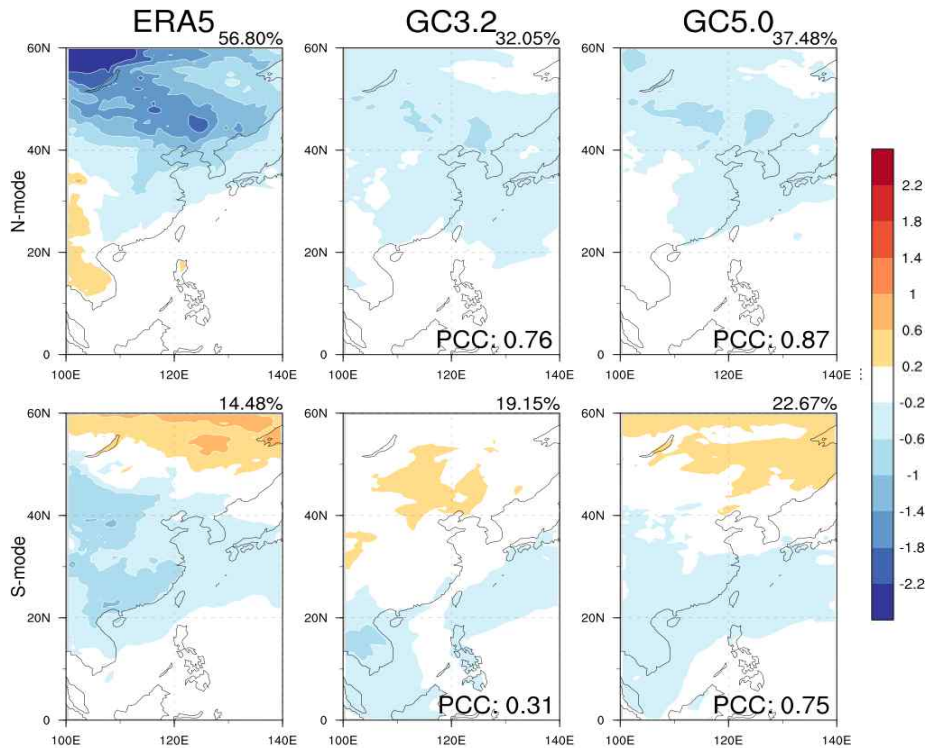


Figure 4.32. Spatial patterns of the northern mode and southern mode (i.e., the first and second EOF modes) of 2-m temperature (K) over East Asia (0–60N, 100–140E) for ERA5, GC3.2, and GC5.0. Percentages indicate explained variance, and the pattern correlation coefficient (PCC) is noted in the bottom right.

4.3.2.3. 프로세스 및 원격상관

Figure 4.33은 시베리아 고기압 변동에 따른 각 대기 변수의 반응을 나타낸다. 시베리아 고기압은 동아시아 겨울 몬순의 주요 구동력으로, 그 강화는 동아시아 지역에 한랭 조건, 북풍, 강한 기압골 및 상층 제트기류 유도 등을 아울러 몬순 발달의 호조건을 제공한다(Jhun and Lee, 2004). 하지만 모델은 시베리아 고기압 변동에 따른 대기 변수의 민감도를 약하게 모의함으로써 겨울 몬순 역학을 충분히 재현하지 못하고 있다. 또한, 모델은 시베리아 고기압의 변동성 예측에도 상당히 제한적인 성능을 보였다. 이는 관측과 모델에서 계산한 시베리아 고기압 지수(해면 기압의 40–60N, 80–120E 영역 평균) 간의 상관계수(GC3.2: 0.13, GC5.0: 0.05)가 매우 낮은 데에서 확인된다. 두 결과를 종합했을 때, 어느 한 모델에 국한되지 않고(즉, GC3.2와 GC5.0 모두) 동아시아 겨울 몬순 예측 성능을 향상시키기 위해서는 시베리아 고기압의 예측성과 이와 관련된 물리·역학적 과정이 개선되어야 할 것으로 보인다.

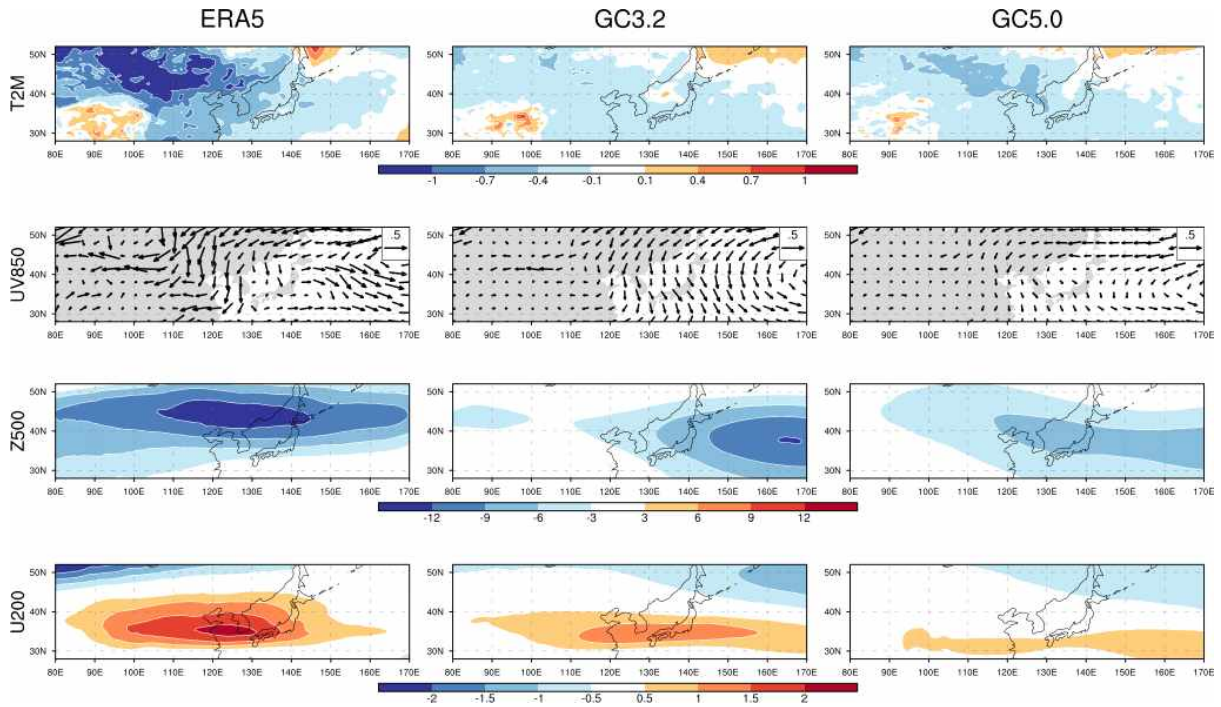


Figure 4.33. Regressed fields of 2-m temperature (T2M; K), 850-hPa wind (UV850; m/s), 500-hPa geopotential height (Z500; gpm), and 200-hPa zonal wind (U200; m/s) onto the Siberian High index (SHI). Results are shown for ERA5 (left column), GC3.2 (middle column), and, GC5.0 (right column).

동아시아 겨울 몬순에 영향을 주는 대표적인 기후 모드는 북극 진동과 엘니뇨-남방 진동으로(Wang et al., 2000; Gong, 2001; Kang and Lee, 2019; Park et al., 2021), 각 모드에 대한 대기 반응을 지수 기반(AO와 NINO3.4 지수)으로 분석한 결과를 Figure 4.34에 제시하였다. 두 모델 모두에서 북극 진동에 따른 동아시아 겨울 대기 변동이 뚜렷하지 않은데, 그 원인은 유라시아 대륙의 약한 열적, 역학적(지표 기온 및 기압골 등) 반응에서 비롯된다. 모델은 또한 엘니뇨-남방 진동과 관련된 태평양-유라시아 원격상관 패턴을 미흡하게 모의하며, 상층 제트(그림 생략), 쿠로시오 고기압(~40N, ~150E) 및 동아시아 기온 등의 낮은 재현성이 그에 대한 예시이다. 이 점은 태평양-북미 패턴이 구조적으로 모의되고 있다는 점과는 대조적이다. 이러한 모델링의 한계는, 다수의 선행 연구에서 지적한 바와 같이(Jiang et al., 2013; Son et al., 2014; Woo et al., 2020), 모델 내에서 열대 대류 강제력을 정확하게 모의하지 못하기 때문으로 추측된다.

시베리아 고기압을 포함하여 세 기후 인자에 대한 동아시아 지표 기온 민감도(지표 기온 회귀장에서의 동아시아 영역[20-50N, 100-150E] 평균)가 GC3.2 대비 관측에 보다 근접하여 미미한 성능 개선이 있었으며, 추가로 주목할 점은, AO 지수의 예측성이 관측과의 지수 상관 계수를 기반으로 약 2배 가까이 향상되었다는 것이다(GC3.2: 0.25, GC5.0: 0.51). 한편, NINO3.4 지수의 예측성은 두 모델 모두 0.97로 우수한 성능을 보이며 차이가 없었다. 종합적으로, 동아시아 기온 반응의 개선에 더해 주요 기후 모드 예측 성능 향상(또는 유지)이 실제 기온 예측성 개선에 다소 기여한 것으로 판단된다(Figure 4.31, 32).

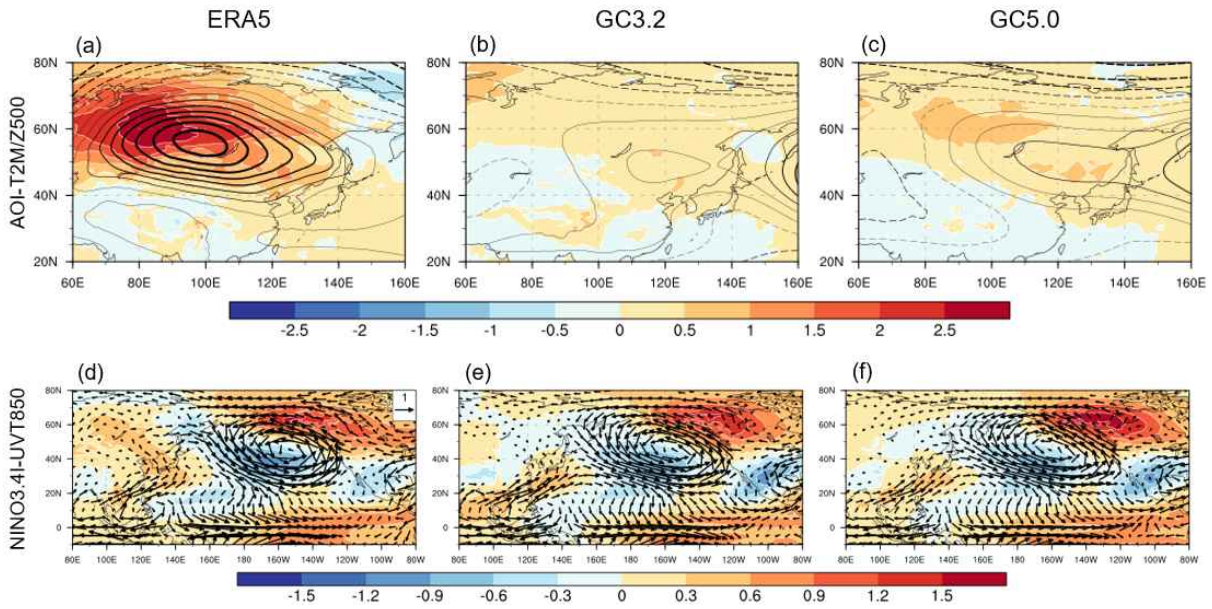


Figure 4.34. Regression maps associated with the AO and NINO3.4 index for ERA5 (a, d), GC3.2 (b, e), and GC5.0 (c, f). (Top panel) 2-m temperature (T2M; shaded; K) and 500-hPa geopotential height (Z500; contour interval = 3 gpm; thicker contour lines indicate greater values) regressed onto the Arctic Oscillation index (AOI). (Bottom panel) 850-hPa wind and temperature (UVT850; m/s and K; respectively) regressed onto the NINO3.4 index (NINO3.4I). Magnitude of vectors less than 0.1 m/s is omitted.

4.3.2.4. 요약 및 토의

Figure 4.35은 앞서 여름 몬순 진단에서 소개한 것과 같이 GC3.2 대비 GC5.0의 정량적 성능 변화를 시각화한 스코어카드이다. 평균장 모의에서는 500-hPa 지위고도의 과소모의가 전반적으로 심해져 성능이 악화되었다(Figure 4.28). 동아시아 기온 경년변동의 주요 모드인 북부, 남부 모드의 예측성은 향상되었으나, 계절풍 또는 동서 해면기압차 기반의 몬순 지수 예측성은 하락하는 상반된 결과가 나타났다(Figure 4.31, 32). 한편, 시베리아 고기압, 북극 진동, 엘니뇨-남방 진동에 따른 반응은 동아시아를 비롯한 유라시아 전반에서 관측에 비해 약하게 나타나는 한계를 보였다(Figure 4.33, 34). 특히 시베리아 고기압의 영향 하의 대규모 순환장은 두 모델 모두에서 거의 모의되지 않았으며, 시베리아 고기압 자체의 예측성 역시 낮았다. 그럼에도 불구하고, 세 지수 변화에 대한 동아시아 기온 반응이 GC3.2보다 GC5.0에서 관측에 보다 가까워지고, 북극 진동 및 엘니뇨-남방 진동의 지수 예측성은 향상 또는 유지되는 결과를 확인하였다. 이러한 내용에 근거하여 GC3.2 대비 GC5.0에 대한 주요 진단 결과를 Table 4.5와 같이 요약하였다.

5. 기후예측모델 실시간예측 평가체계 개발

5.1. 연구배경

전지구적 기후변화가 가속화되면서 계절규모 기후정보에 대한 수요는 지속적으로 증가하고 있다. 농업, 수자원, 재난대응, 전력수급 등 주요 사회경제 부문에서 계절 기후 전망을 기반으로 의사결정을 수행하고 있으며, 이에 따라 계절예측 모델의 예측성능을 정량적으로 평가하고 개선방향을 진단할 수 있는 표준화된 검증체계의 구축이 필수적인 과제로 부상하고 있다.

세계기상기구(WMO)는 계절 예측 기관이 준수해야 하는 표준 검증 체계(SVS-LRF)를 제시하였다. 예측산출물의 형태, 리드타임의 정의, 검증지표 및 절차가 규정되어 있어 운영기관 간 검증 결과를 비교하거나 검증 방법을 표준화하는 데 중요한 기준이 된다. 기후 예측 모델의 표준화된 평가 프로세스를 구축하기 위한 연구는 최근 활발히 진행되어 관측·모델 데이터의 전처리, 진단·성능지표 표준화 및 재현성 있는 평가 파이프라인을 운영하기 위한 도구에 관한 관심이 높아지고 있다(Eyring et al. 2016a; Broun et al., 2021).

ESMvalTool(Earth System Model Evaluation Tool)은 유럽 기후모델링 커뮤니티가 중심이 되어 개발한 지구시스템 모델 표준 평가 패키지로, CMIP5, CMIP6 등 국제실험 체계에서 생산된 모델 산출물을 일관된 방식으로 전처리·진단·시각화 할 수 있도록 설계된 오픈소스 도구이다. ESMvalTool은 예측시스템의 seasonal forecast 운영 검증을 직접 다루지는 않지만 다중모델 비교와 지표 정의의 일원화를 통해 모델간 성능 비교의 객관성·재현성을 높이는데 기여하고 있다(Eyring et al. 2016b). 아·태 기후센터에서는 기상청 기후 예측 시스템의 버전 변경 전·후의 hindcast 예측 성능을 비교하기 위한 표준화된 평가 프로세스를 구축하였으며(APCC 2024), KIAPS에서도 KIM모델 개발을 위한 검증분석 도구(Korean Integrated Model Analysis/Evaluation Tool; KAT)를 구축한 바 있다(이은희 외; 2025). KAT는 태풍, 중기예보 검증에 특화되어 있으며, 계절 예측에 대해서는 평균장과 편차, 평균오차 특성에 대해 평가한다.

전통적으로 기후 예측 모델의 성능평가는 주로 hindcast 자료를 기반으로 수행되어 왔다. Hindcast 기반 평가는 표본을 늘려 통계적 신뢰도를 확보할 수 있다는 장점이 있으나, hindcast와 forecast는 모델 적분에 사용되는 초기조건, 자료 동화, 경계조건, 외부 강제력, 앙상블 개수 등 다양한 면에서 차이가 있기 때문에 hindcast에서 보고된 성능이 실제 forecast의 성능과 일치하지 않을 수 있다(Barnstone et al., 2012). Risbey (2021)에서는 hindcast 기반 성능평가는 forecast의 실제 성능을 과대 추정할 수 있으며, 사용자에게 실질적으로 필요한 정보인 ‘지금 발표된 예보의 신뢰도’를 직접적으로 설명하지 못한다고 밝혔다. 이에 따라 실제 forecast 자료를 대상으로 한 평가의 필요성이 강조되고 있다. Forecast는 hindcast와 비교하여 성능이 낮은 경향이 반복적으로 보고되고 있으며, 그 원인으로는 표본 구성의 차이, 장주기 변동 및 원격상관 패턴의 변화 등이 지목되고 있다(Shao et al. 2023; Zhang et al. 2022).

Forecast의 성능을 직접적으로 평가한 선행 연구는 기온, 강수, 지위고도 등과 같은 대기 변수에 대한 예측 성능보다는 El Nino-Southern Oscillation (ENSO) 예측 성능을 주로 평가하였고, 공통된 결과로 forecast는 hindcast와 비교해 일관성과 정확도가 떨어져 신뢰성이 낮거나

불안정하다고 평가하였다(Barnston et al., 2019; Scaife et al., 2021; Ehsan et al. 2024; Landman and Barnston, 2025).

본 연구에서는 계절 예측 모델의 forecast를 효과적으로 검증하고 분석할 수 있는 Python 기반의 패키지를 개발하여 연구 활용성과 운영 실용성을 높이고 예측 정보의 신뢰도를 관리할 수 있는 기반을 마련하고자 하였다. 단일 기후 예측 모델에서 주요 대기 변수에 대한 직접적인 검증 스코어를 다양한 플롯으로 제공하여 forecast에서 모델 개선의 효과가 어떻게 나타나는지 그 성능의 기록을 시각적으로 제시하는 대시보드를 최종 아웃풋으로 개발하였다. 이 Forecast 제공 기간 전체에 걸친 모델 성능의 변화 추이를 파악하여 연구자나 운영자에게 모델 개선 시 hindcast뿐만 아니라 forecast에서도 성능 개선이 실제로 이루어지는지 확인하고, 계절예보 서비스의 전반적인 품질을 지속적으로 모니터링할 수 있도록 하였다.

5.2. 자료 및 방법

5.2.1. 자료

APCC MME 참여 개별모델 자료와 기상청 기후예측시스템의 GloSea6GC3.2 자료를 입력자료로 사용하였다. MME 참여 개별모델은 MME를 위해 표준화된 형태의 자료를 사용하였으며, 해당 자료는 APCC CLik (CLimate information toolKit)을 통해서도 수집할 수 있다.

기상청 기후예측시스템 GloSea6GC3.2의 3개월 전망을 위한 예측자료는 기상과학원의 후처리시스템을 통해 처리된 자료를 수집하였으며, forecast와 hindcast, 그리고 3분위 예측을 위한 임계값으로 가우시안 확률분포(gaussian distribution; gaus), 표준편차(standard deviation; sigma), 분위수(quantile; qntl) 자료를 수집하여 사용하였다. GloSea6GC3.2 Forecast 자료는 2022년 1월 3일부터 2024년 12월 31일까지 매주 월요일 초기화 자료를 사용하였고, hindcast 자료는 매달 1, 9, 17, 25일 초기화하여 가중평균, 앙상블 평균된 자료를 사용하였다. 자료의 형태는 모두 Grib2 이다 (Table 5.1).

Table 5.1. GloSea6GC3.2 forecast information used in this study.

GloSea6GC3.2	
initial	every Monday from 2022.1.3. to 2024.12.31.
ensembles	42 (~2022.9.) / 84 (2022.10~)
lead-time	6 months
resolution	432 x 325

모델 검증에 사용된 재분석자료는 ECMWF Reanalysis v5 (ERA5; Hersbach et al., 2020)와 OISST의 Monthly 자료이다.

5.2.2. 방법론

예측자료 검증에 사용된 방법들은 WMO guidance of verification of operational seasonal climate forecasts와 다음 웹페이지를 참고하여 활용하였다.

- https://cawcr.gov.au/projects/verification/verif_web_page.html

단정예측(Deterministic forecast) 검증 방법으로 Anomaly correlation coefficient (ACC), Root mean squared error (RMSE), Bias를, 확률예측(Probabilistic forecast) 검증 방법으로 Ranked probability skill score (RPSS), Relative operating characteristic (ROC)를 사용하였다. 3분 위 카테고리 예측에 대해서는 Accuracy (Hit Rate)와 Heidke skill score (HSS)를 사용하였다. 각 검증 방법에 대한 계산식은 다음과 같다.

$$ACC = \frac{\sum(F - \bar{F})(O - \bar{O})}{\sqrt{\sum(F - \bar{F})^2} \sqrt{\sum(O - \bar{O})^2}}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum(F - O)^2}$$

$$RPS = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M \left[\left(\sum_{k=1}^m p_k \right) - \left(\sum_{k=1}^m o_k \right) \right]^2$$

M은 카테고리의 수, p_k 는 예측된 카테고리의 확률, o_k 는 관측된 카테고리별 지시자(0=no, 1=yes)이다.

$$RPSS = \frac{\overline{RPS} - \overline{RPS}_{ref}}{0 - \overline{RPS}_{ref}} = 1 - \frac{\overline{RPS}}{\overline{RPS}_{ref}}$$

\overline{RPS}_{ref} 는 기후학적 확률인 1/3로 하여 계산한다. RPSS의 범위는 $-\infty$ 부터 1까지이고, 0은 기후학적 확률과 비교했을 때 예측 성능이 없다고 판단한다. 잘 맞춘 예측일 때 RPSS는 1이다.

카테고리 예측 스코어는 다중범주표(Table 5.2)를 통해 계산한다.

Table 5.2. multi-category contingency table.

	i, j	Observed category				Total
		1	2	...	k	
Forecast Category	1	$N(F_1, O_1)$	$N(F_1, O_2)$...	$N(F_1, O_k)$	$N(F_1)$
	2	$N(F_2, O_1)$	$N(F_2, O_2)$...	$N(F_2, O_k)$	$N(F_2)$

	k	$N(F_k, O_1)$	$N(F_k, O_2)$...	$N(F_k, O_k)$	$N(F_k)$
Total		$N(O_1)$	$N(O_2)$		$N(O_k)$	N

$$Accuracy = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^k n(F_i, O_i)$$

$$Heidke\ skill\ score\ (HSS) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^k n(F_i, O_i) - \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^k N(F_i)N(O_i)}{1 - \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^k N(F_i)N(O_i)}$$

5.3. 결과

5.3.1. 패키지 소개

본 연구에서는 단일 예측모델의 forecast 성능을 평가하고 평가 결과를 시각적으로 제시하는 대시보드를 포함하는 파이썬 패키지를 개발하였다(Figure 5.1). 기존 forecast 검증 연구에서 부족했던 지표 기온, 해수면 온도, 강수량, 지위고도 등 주요 대기 변수에 대한 직접적인 검증 스코어를 다양한 플롯으로 제공하고자 하였으며, 추후 필요에 따라 더 많은 변수와 검증 방법을 추가할 수 있도록 패키지 확장성을 유연하게 하였다. forecast 제공 기간 전체에 걸친 모델의 성능 변화 추이를 파악하여 계절예보 서비스의 전반적인 품질을 지속적으로 감시할 수 있으며, 모델 개선이나 새로운 기술이 적용되면 hindcast뿐 아니라 forecast에서도 성능 개선이 실제로 이루어지는지 관찰하여 정량적으로 확인할 수 있도록 하고자 한다.

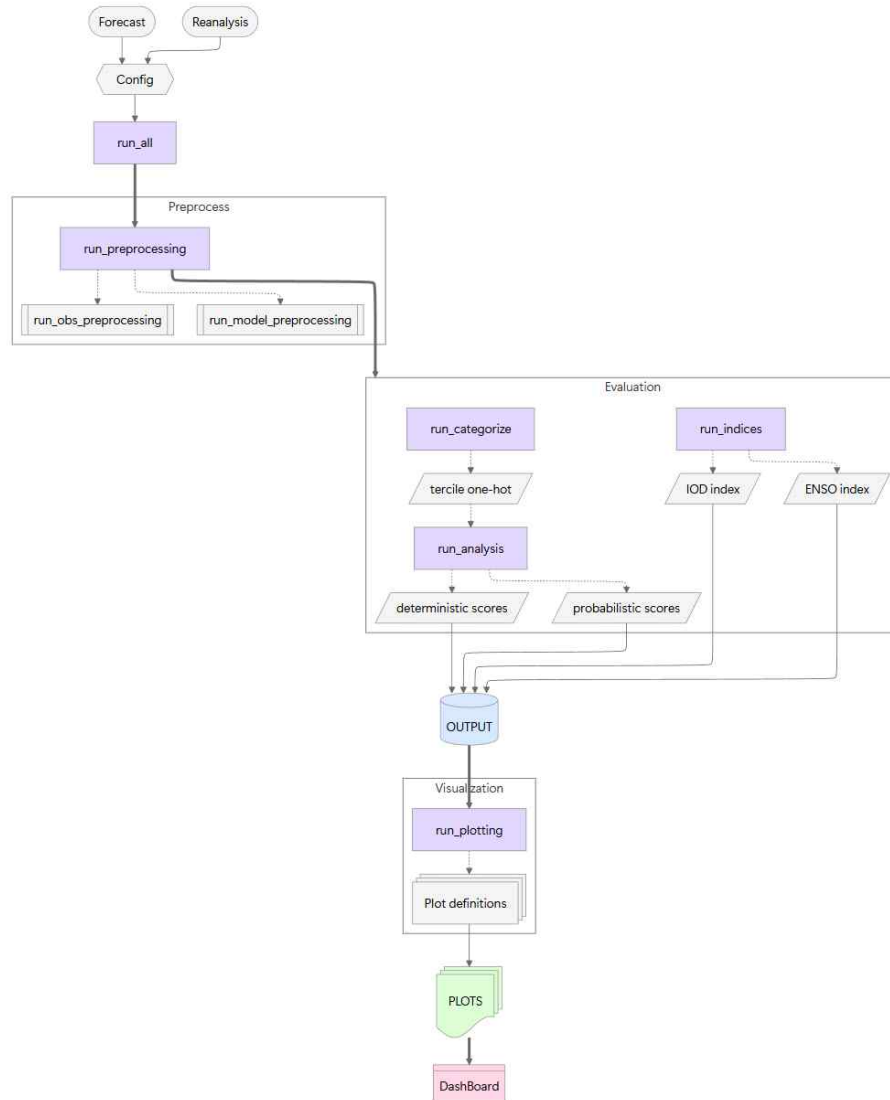


Figure 5.1. Flowchart of FcstVerif python package

5.3.1.1. 환경설정(configuration) 및 실행

config 파일에는 실행모드(자동/수동), 재계산 옵션, 모델 이름, 전체 forecast 자료의 기간과 모델의 hindcast 기간, 검증을 수행하고자 하는 기간, 관측자료의 기후 기간, 검증하고자 하는 변수와 영역, 주요 경로, 생산하려는 플랏의 종류, 그리고 모델에 따라 다르게 나타나는 변수 이름을 통일하기 위한 설정값 등이 포함되어 있다. 필요에 따라 적절히 설정을 변경하도록 한다.

실행파일은 메인 프로세스 1개(run_all.py)와 하위 프로세스 4개(run_preprocessing.py, run_analysis.py, run_indices.py, run_categorization.py, run_plotting.py)로 구분된다. 메인 프로세스 안에서 각 하위 프로세스를 실행하는 방식으로 설계되었으며(그림 1), 메인 프로세스는 다음 명령으로 실행시킨다.

```
$ python -m fcstverif.run_all [--var {var}] [--region {region}] [--run_mode { 'auto' , 'manual' } [--debug]
```

필요한 경우 하위 프로세스를 개별적으로 실행하는 것도 가능하다.

```
$ python fcstverif/run_{subprocess}.py [--var {var}] [--region {region}] [--run_mode { 'auto' , 'manual' } [--debug]
```

5.3.1.2. 전처리 과정(Preprocess)

검증에 사용하기 위한 모델과 재분석자료의 배열과 차원을 정돈하는 과정이다.

GloSea6의 경우 현업용(매달 중순(9-17일 사이)의 월요일 초기화)과 연구용(매달 마지막주 월요일 초기화) 자료를 구분할 수 있도록 전처리 과정에서 [m]id 혹은 []last로 사용자 입력을 요청한다. 실행모드가 '자동'으로 설정되었으면 'last'로 선택되어 진행된다. 분석 편의를 위해 Grib2 형태인 자료는 NetCDF 형태로 변환된다. GloSea6 자료는 기상과학원 후처리 자료를 사용하였기 때문에 이미 기후통계 처리가 되어있으며, forecast 초기화 날짜에 맞는 hindcast 자료가 생산되어 있다. GRIB2 형식의 자료를 읽어 변수 정보를 패키지의 표준 변수로 매핑한 뒤, 각 초기화 날짜마다 ens-init-lead-lat-lon 형태의 NetCDF로 변환한다. 또한 월별 기후값, 표준편차, tercile 임계값(perturbation 100/101) 등의 hindcast 통계도 동일한 구조로 변환하고, anomaly를 생성한다.

APCC 참여모델은 config에 설정된 정보에 따라 전처리가 진행된다. 초기화 월별로 자료를 읽어들이 변수명과 차원을 통일하고, 자료를 ens-init-lead-lat-lon 구조로 재배열한다. 리드타임별 시계열을 유지하도록 시간 좌표를 정규화하고, 첫 초기값에 대해 재분석자료 변환 시 사용할 target grid를 생성한다. Hindcast 자료는 다년도 데이터를 모아 월별 기후값(climatology)와 표준편차를 계산한 뒤, 실제 forecast의 예측 시간에 맞춰 순서를 재정렬하고 동일한 차원체제로 변환한다. 이를 바탕으로 기후값 기반의 표준편차와 분위수 산출물도 함께 생성한다. 마지막으로 anomaly를 생성하여 모든 데이터가 일관된 구조로 저장되고, 이후 검증·시각화 파이프라인에서 직접 활용될 수 있도록 한다.

재분석자료인 ERA5와 OISST 자료는 예측 모델의 격자와 일관된 형식으로 변환한다. 변수명과 차원 등을 표준화하고, 모델 hindcast에서 정의된 target grid로 선형 보간 한 뒤, 선택된 기준 기간에 대한 월별 기후값과 표준편차, tercile 경계도 함께 산출한다. 이후 anomaly 대상 기간에 대해서는 연도별로 재보간하고 anomaly를 계산, 저장하여 후속 검증·진단에 활용가능하도록 한다. 한편, 해수면 온도 자료는 재격자화 이후 유효 sst 분포를 이용해 해양(true)/육지(False)를 나타내는 boolean land-sea-mask를 생성하는 과정이 추가된다. 이로써 FcstVerif 검증 파이프라인에서 모델 예측장과 직접 비교 가능한 일관된 관측 기준장을 제공한다.

현재 버전에서 제공되는 모듈은 위와 같이 구성되어 있으나, 필요에 따라 전처리 모듈을 추가로 개발하여 탑재할 수 있다. 특히 모델 자료의 경우 사용자마다 사용하는 모델의 산출물 형태가 모두 다르므로, 사용자가 직접 모델 산출물의 형태를 위와 같은 구조로 재배열하는 모듈을 추가하는 과정이 필수적일 수 있다.

5.3.1.3. 분석 과정(Evaluation)

이 단계는 전처리 과정을 거친 데이터를 이용해 1) 3분위 카테고리 분류 및 검증, 2) 단정 예측 결과 검증, 3) 확률 예측 결과 검증, 그리고 4) 기후모드(ENSO, IOD) 지수를 생산, 검증하는 과정을 포함한다.

먼저 관측과 예측자료를 삼분위(AN/NN/BN) 범주로 변환한다. 관측자료에 대해서는 기준기간의 월별 표준편차(또는 분위수)를 경계로 BN(0)-NN(1)-AN(2)를 부여하고, 이를 one-hot 형태로 저장해 이후 확률 스킵 산출에서도 활용한다. 예측자료에 대해서는 앙상블 평균을 이용한 결정론적 범주(cate_det_*)와 각 격자, 리드, 앙상블 멤버별 범주 판정을 bin도화한 확률적 범주(cate_prob_*)를 각각 생성하고, 삼분위 확률과 취우도 범주(mode)를 기록한다. 이렇게 생성된 삼분위 범주를 기반으로 관측과 예측의 범주를 직교표(contingency table)로 집계하고, 리드타임별 정확도(ACC), HSS 등 다범주 검증 지표를 계산한다. 각 월, 리드별 결과는 shard CSV로 분할 저장하여 증분계산과 재실행을 최적화 하고, 마지막에 모든 shard를 병합, 정렬하여 영역, 변수별 종합 검증표(roll-up CSV)를 생성함으로써, 성능의 리드타임 의존성을 한눈에 파악할 수 있도록 설계하였다.

결정론적 스킵을 평가하는 모듈에서는 앙상블 예측 anomaly와 관측 anomaly를 공통 월 단위로 맞추어 다음 지정된 영역으로 클리핑하여 ACC와 RMSE를 계산한다. 각 리드와 앙상블, 앙상블 평균에 대한 스코어를 모두 산출하여 멤버 개별 성과와 평균 예측 성능을 동시에 평가할 수 있다. 계산된 결과는 리드, 시간, 멤버 차원을 보존한 NetCDF(ensScore_det_*)로 저장한다.

확률론적 스킵을 평가하는 모듈에서는 삼분위 확률예측과 관측 one-hot 범주를 이용해 확률검증 지표를 산출한다. 마찬가지로 예측과 관측의 공통 월 단위를 일치시킨 후, 기후확률(reference=1/3) 대비 RPS (RPSS)와 리드x범주별 ROC 곡선과 AUC를 계산한다. 계산된 결과는 NetCDF, CSV 형태로 저장한다.

마지막으로 해수면온도를 이용한 ENSO와 IOD 지수를 계산하고, 지수 기반의 예측성능을 평가한다. 설정된 박스 영역(예: Nino 3.4, IOD west-east)에 대해 해수면온도 anomaly를 공간평균하여 관측 지수와 예측 지수를 계산하고 초기월별 plum과 전체 초기월 궤적을 한번에 표시하는 시계열 그림을 생산한다. 또 공통 월을 기준으로 관측-예측 지수의 ACC, RMSE를 평가하여 CSV 요약파일로 저장한다.

5.3.1.4. 시각화 과정(Visualization)

이 단계에서는 분석 단계에서 계산된 스코어와 anomaly 자료를 기반으로 다양한 형태의 그림을 자동 생성한다. 이 단계의 실행 스크립트인 run_plotting.py는 설정 파일로부터 enabled_plots 리스트를 읽어오고 각 유형별로 실행 함수를 호출한다(Table 5.3).

Table 5.3. Types of plots listed in ‘enabled_plot’ parameter in configuration.

1) detailed plots

init_line	매 초기화월 마다 lead-time별 단정예측 성능(ACC, RMSE)
target_line	target month에 대한 lead-time별 단정예측 성능(ACC, RMSE)
target_pattern	target month에 대한 lead-time별 Bias
rpss_map	매 초기화월 마다 확률예측 성능(RPSS)
roc_curve	매 초기화월 마다 확률예측 성능(ROC + AUC)

2) overview plots

traj_skill	모든 forecast의 lead-time별 예측성능(ACC)
traj_line	모든 forecast의 lead-time별 예측 Anomaly와 lead-1m의 ACC
init_heatmap	연도별 forecast의 단정예측 성능 heatmap (ACC, RMSE)
cate_heatmap	연도별 forecast의 3분위예측 성능 heatmap (HR, HSS)

3) climate index

nino34_hovmoller	Nino3.4 hovmoller diagram
iod_hovmoller	West-IOD, East-IOD 지역의 hovmoller diagram
skill_relation	모델의 ENSO 예측강도와 대기변수 예측성능의 관계

5.3.1.5. 대시보드(Dashboard)

이 모듈은 FcstVerif 전체 파이프라인의 최종 출력물을 웹 대시보드 형태로 사용자에게 제공하는 최상위 UI 레이어 이다. Streamlit을 이용해 구현된 이 애플리케이션은 패키지를 통해 생성된 모든 그림 파일을 직접 불러와 표시하는 구조로 되어있다. 그림 파일은 로컬서버에서 연결하거나 필요한 경우 GitHub 연동을 통해 온라인 저장소에서 직접 불러올 수 있어, 사용자는 별도의 파일 접근이나 로컬 실행 없이 웹에서 결과를 탐색할 수 있다.

로컬서버에서는 아래 명령어를 통해 대시보드를 구동시킬 수 있으며, 온라인 접근이 필요한 경우 streamlit에 사용자 등록 후 community cloud를 통해 deploy 하는 방식으로 가능하다.

```
$ streamlit run dashboard/app.py
```

앱은 세 가지 주요 모드(Overview, Detailed plot, Indices)로 구성되며, 사이드바에서 변수, 지역, 연도, 월을 선택하면 즉시 대응하는 그림을 조회할 수 있다. 또한 “Guidance” 페이지는 대시보드 사용 방법과 패키지를 설명하는 Markdown 문서를 내장하여 신규 사용자가 활용하기 쉽도록 설계하였다.

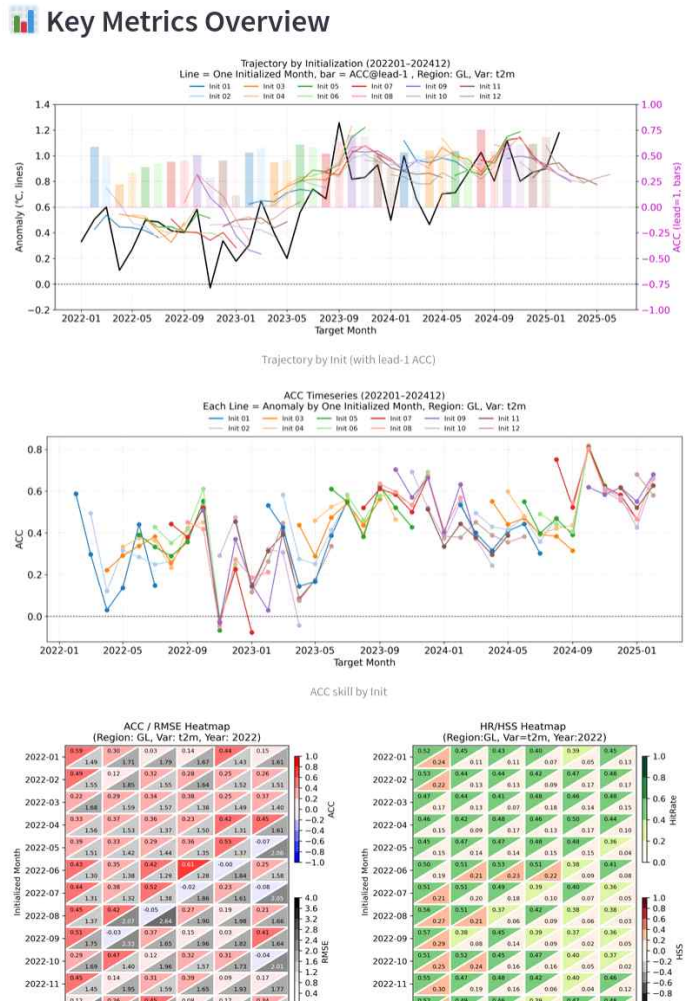
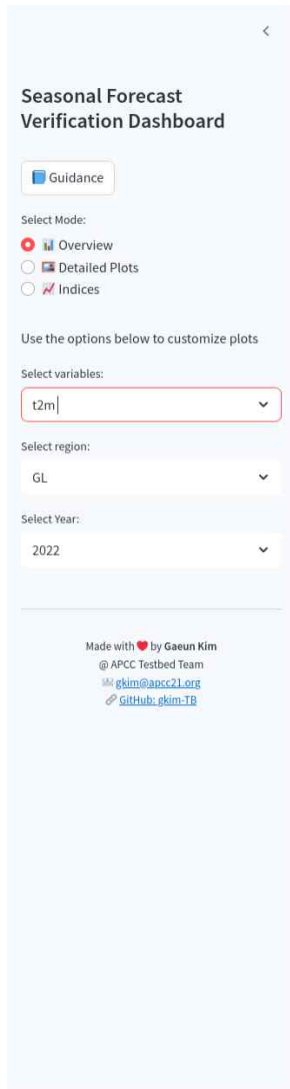


Figure 5.2. Web dashboard. Snapshot of ‘Overview’ mode.

Overview 모드는 모델의 성능을 대표적으로 요약해 보여주는 시각물로 구성된다. 예측 anomaly의 궤적과 lead-1 ACC를 결합한 trajectory by init 패널과 ACC 스킬 시계열 패널, 그리고 특정 목표연도에 대한 deterministic heatmap과 tercile heatmap을 한 화면에서 확인할 수 있어 연구자나 운영자가 전체 모델 성능의 흐름과 리드/계절적 변동성을 빠르게 파악할 수 있도록 설계되었다(Figure 5.2).

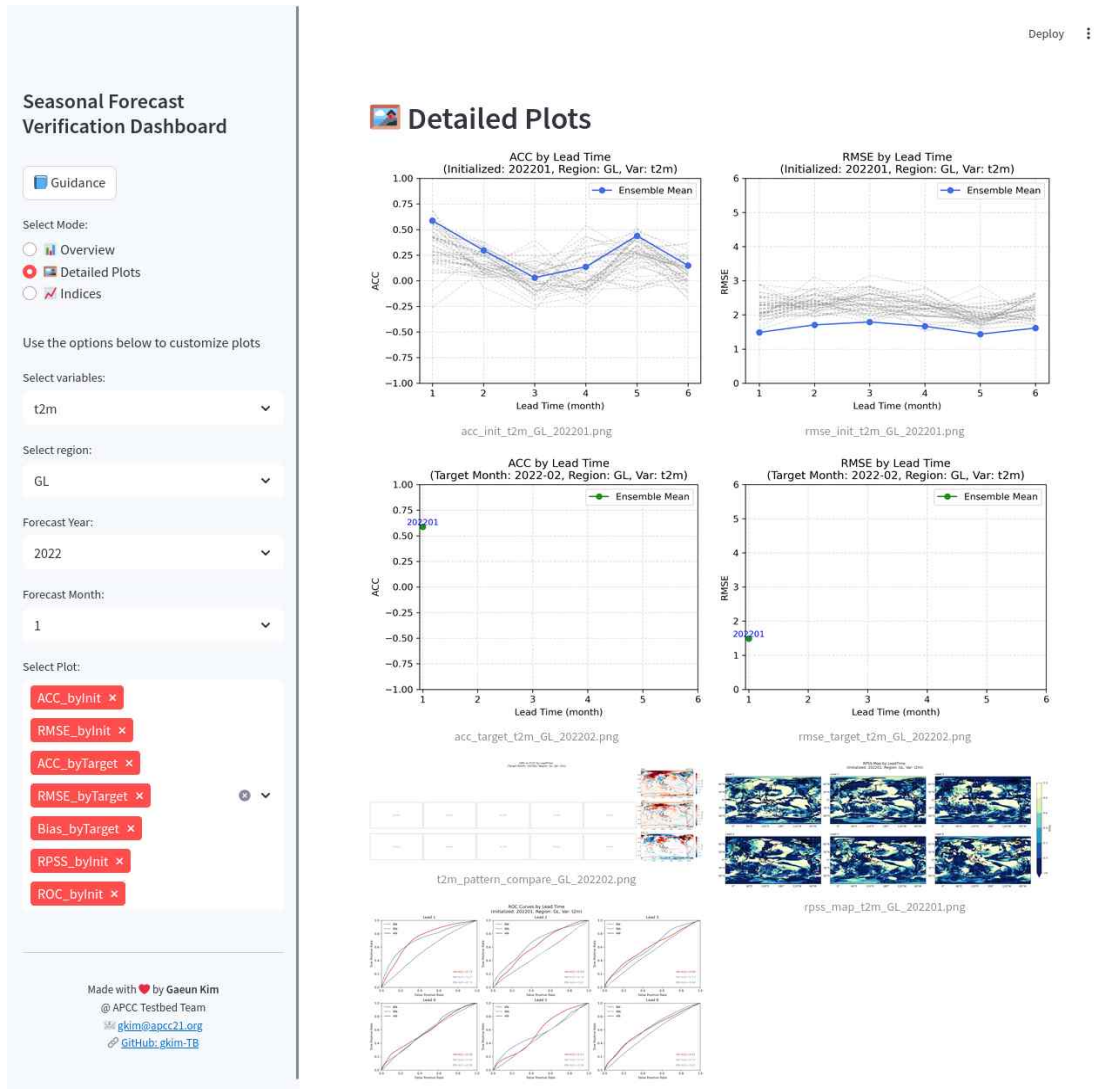


Figure 5.3. Web dashboard. Snapshot of ‘Detailed plot’ mode.

Detailed plot 모드는 다양한 리드, 초기화월 기반 그림을 개별적으로 선택하여 조회하는 기능을 제공한다. 사용자가 특정 초기화월, 지역, 변수에 대해 상세 진단을 수행하고자 할 때 효과적이며, 그림 파일명 규칙에 따라 자동으로 그림의 URL을 생성해 불러오게 되어있다 (Figure 5.3).

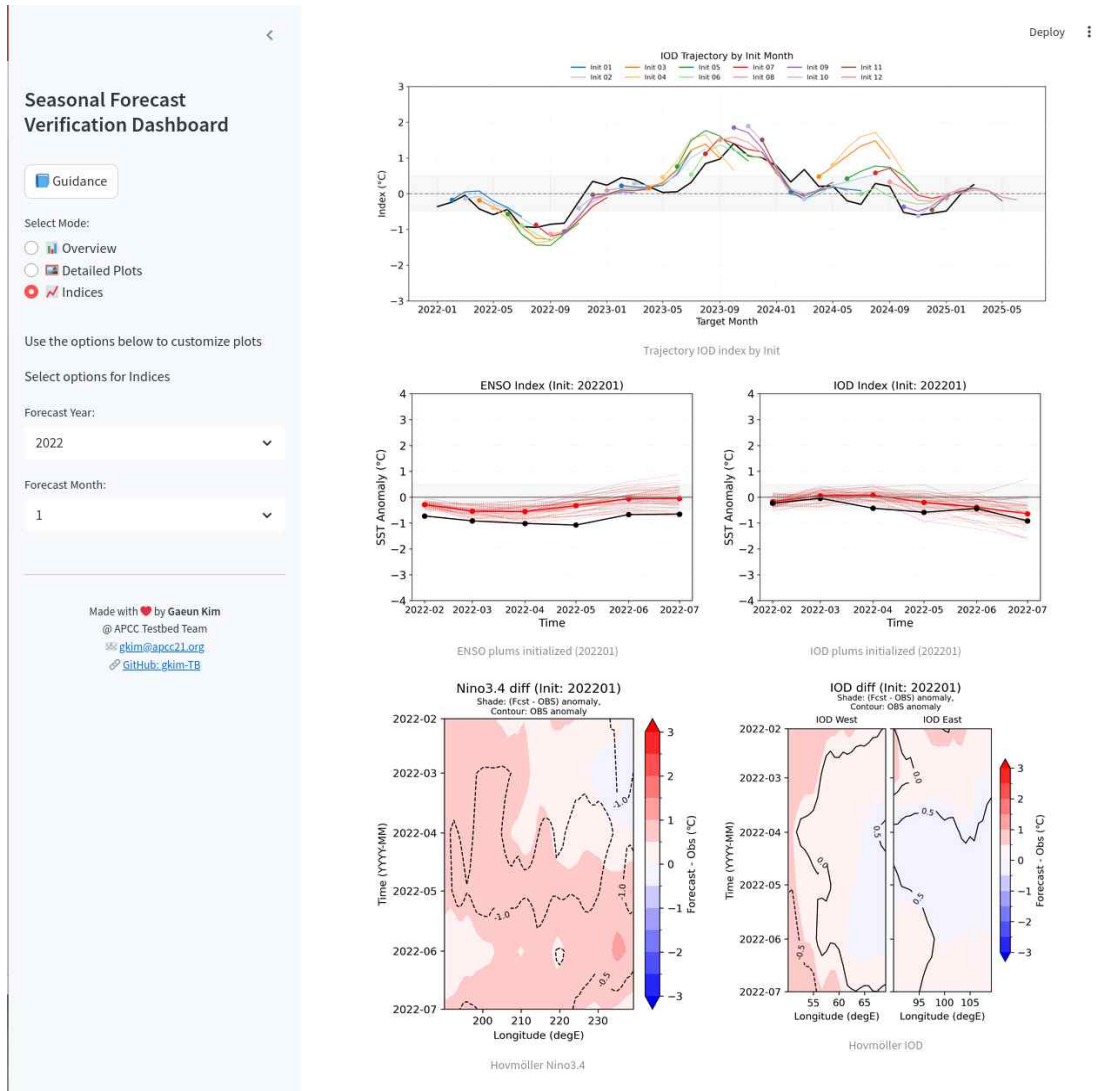


Figure 5.4. Web dashboard. Snapshot of ‘Indices’ mode.

마지막으로 Indices 모드는 ENSO, IOD와 같은 대규모 기후지수의 plum diagram, 초기화 월별 시계열, Hovmoller diagram을 제공하여, 지수 기반 평가를 직관적으로 확인할 수 있다 (Figure 5.4).

이처럼 대시보드는 검증 파이프라인을 통해 생성된 결과물을 직관적으로 탐색·비교할 수 있게 하는 운영 수준의 실시간 진단 인터페이스로 기능하며, 연구자·운영자·의사결정자가 예측 성능 향상 여부를 지속적으로 관찰할 수 있도록 지원하는 핵심 구성요소이다.

5.3.2. Forecast 평가 체계를 활용한 GloSea6GC3.2 예측 성능 모니터링

이 장에서는 GloSea6GC3.2 forecast 자료를 바탕으로 본 패키지를 활용하여 검증 결과를 산출하고, 대시보드를 통해 예측 성능 모니터링에 활용하는 방안을 제안한다.

Figure 5.5는 GloSea6GC3.2의 해수면 온도, 지상 기온, 강수, 500hPa 지위고도의 전 지구 예측성능 trajectory이다. 전 지구 해수면 온도(60° S-60° N)의 2022년 10월 초기화 예측자료

(target: 2022.11.-2023.4.)부터 ACC가 크게 향상된 것을 알 수 있으며, 지표 기온과 500hPa 지위고도 예측 성능도 2023년 중반 이후로 그 이전에 비해 비교적 안정화된 것으로 보인다.

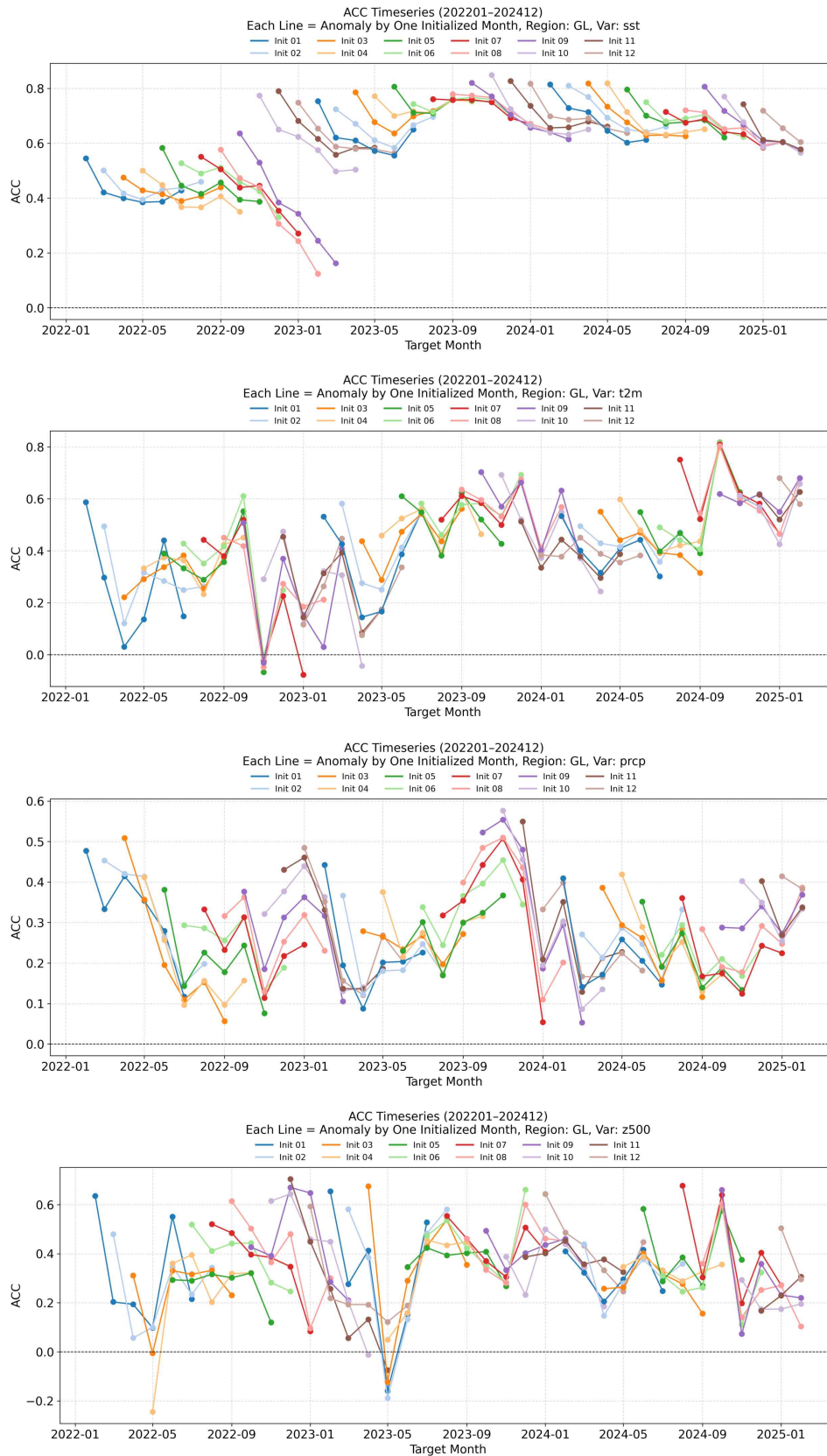


Figure 5.5. Forecast ACC trajectory of global Sea surface temperature (SST), 2m temperature, precipitation, 500hPa geopotential height. Global SST is calculated from 60° S to 60° N.

가장 눈에 띄는 전 지구 해수면 온도 예측 성능 변화에 영향을 줄 수 있는 요인들로 여러 가지가 있겠지만, 우선 열대 해양 지역에서 해수면 온도의 bias 개선 등을 고려해 볼 수 있다. Nino3.4 지수와 IOD 지수 예측을 살펴보면 같은 시기에 모델의 Nino3.4 지수의 강도는 관측과 매우 유사한 흐름이 나타나고 있고, IOD 지수도 중립 수준에서 비교적 작은 오차를 나타내고 있기 때문에 ENSO와 IOD 지역에서 bias 개선의 효과가 전 지구 해수면 온도 예측 성능을 개선하는 것으로 보기는 어렵다 (Figure 5.6).

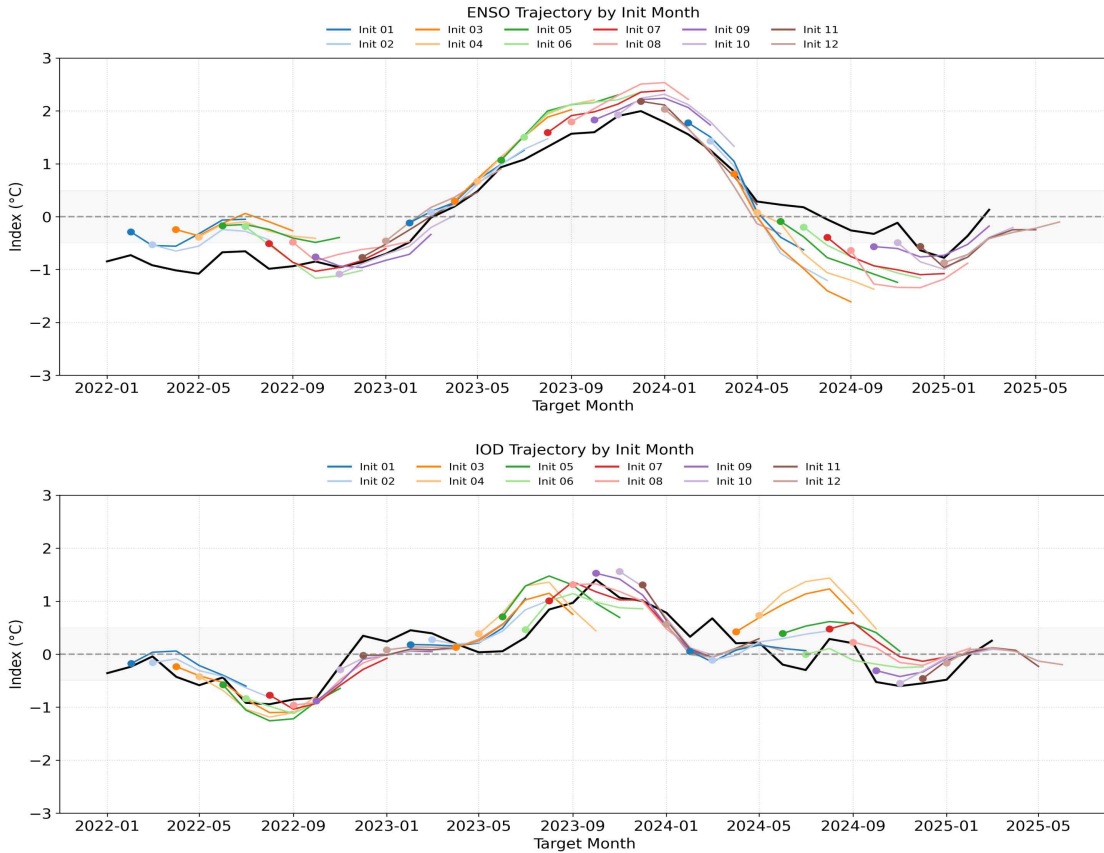


Figure 5.6. (upper) Nino3.4 and (lower) IOD index trajectory.

전 지구 해수면 온도 anomaly trajectory를 살펴보면 예측 성능의 향상이 나타나기 전에는 해수면 온도가 lead-time이 길어질수록 cold-bias가 커지지만, 예측 성능의 향상이 나타난 이후에는 bias가 점점 커지는 현상이 사라지는 것을 알 수 있다 (Figure 5.7). 동아시아 지역의 해수면 온도 anomaly trajectory에서도 같은 패턴이 나타나는 것으로 보아 적도 외 지역 혹은 대서양에서의 bias 개선이 전반적인 해수면 온도 예측 성능 향상에 도움이 되었을 것으로 추정할 수 있다(Figure 5.8). 지표기온과 500hPa 지위고도, 강수량에서는 전체 예측 기간 내내 positive-bias가 지배적임을 알 수 있다 (Figure 5.7).

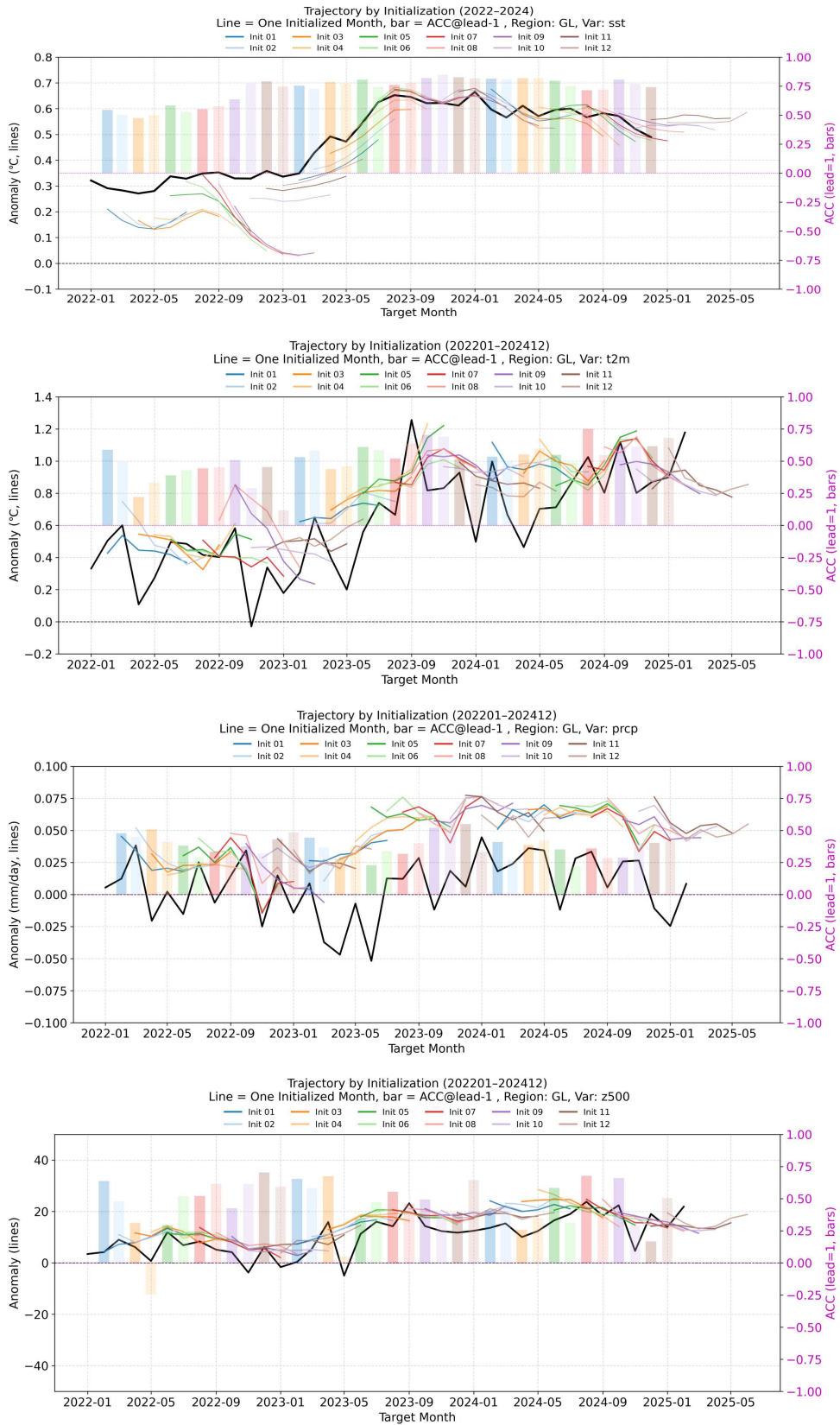


Figure 5.7. Anomaly trajectory (lines) and ACC of lead-1m (bar). In order of global SST, 2m temperature, precipitation, 500hPa geopotential height.

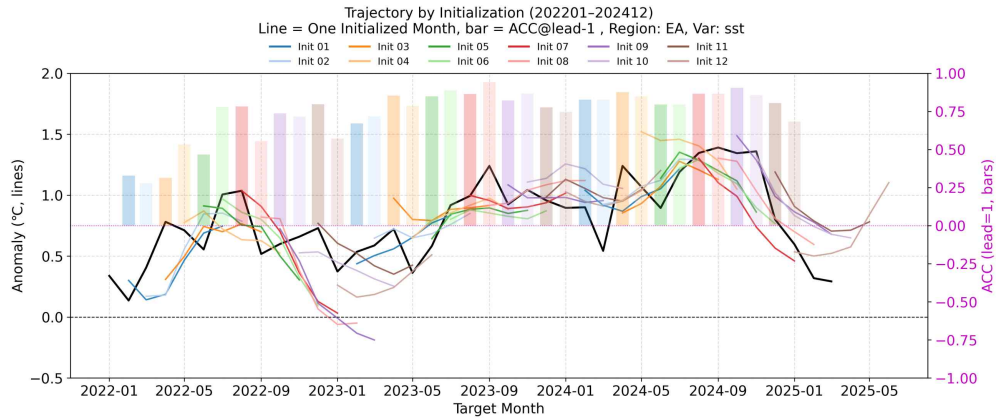


Figure 5.8. Anomaly trajectory (lines) and ACC of lead-1m (bar) for East Asia SST.

전 지구 해수면 온도의 bias 공간 패턴에서도 2023년 1월 예측에 대해 6개월 전 예측부터 진행되는 예측 특성을 보면 2022년 10월 예측장부터 남반구와 대서양의 강한 cold-bias가 현저하게 감소한 것을 볼 수 있고(Figure 5.9), 동아시아 영역의 해수면 온도에서도 아열대 지역의 cold-bias가 감소한 것을 볼 수 있다 (Figure 5.8, 5.10).

OBS vs FCST by LeadTime
(Target Month: 202301, Region: GL, Var: sst)

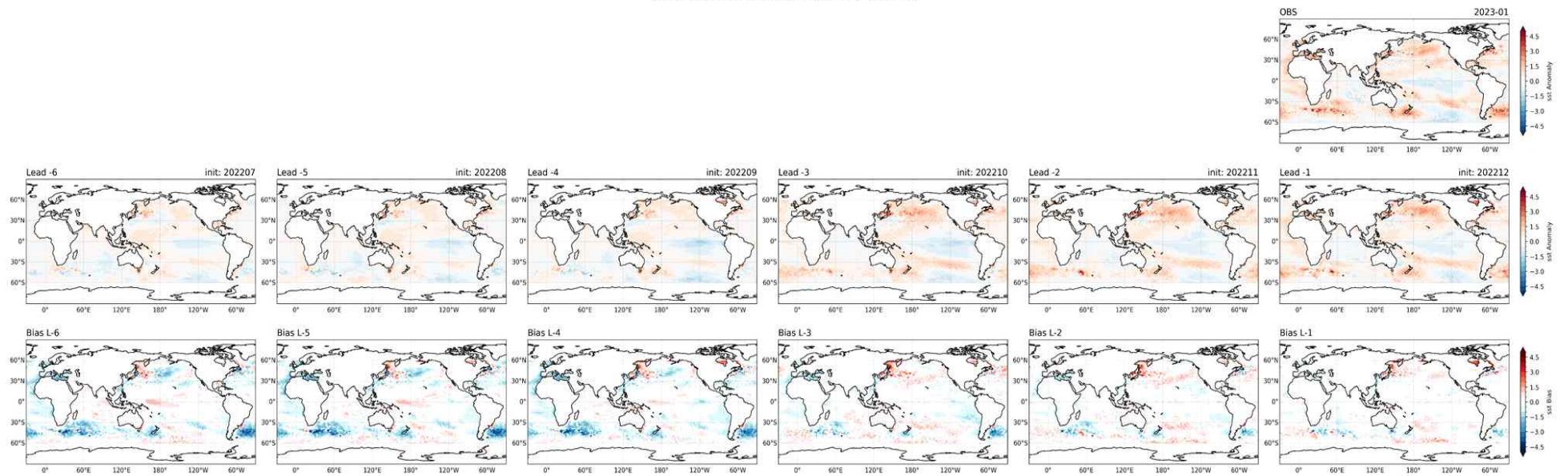


Figure 5.9. Global SST forecast field targeted January 2023 and its bias field. (upper) OISST anomaly of January 2023, (middle) forecast anomaly for January 2023 initialized from Jul 2022 to Dec 2022, (bottom) bias fields.

OBS vs FCST by LeadTime
 (Target Month: 202301, Region: EA, Var: sst)

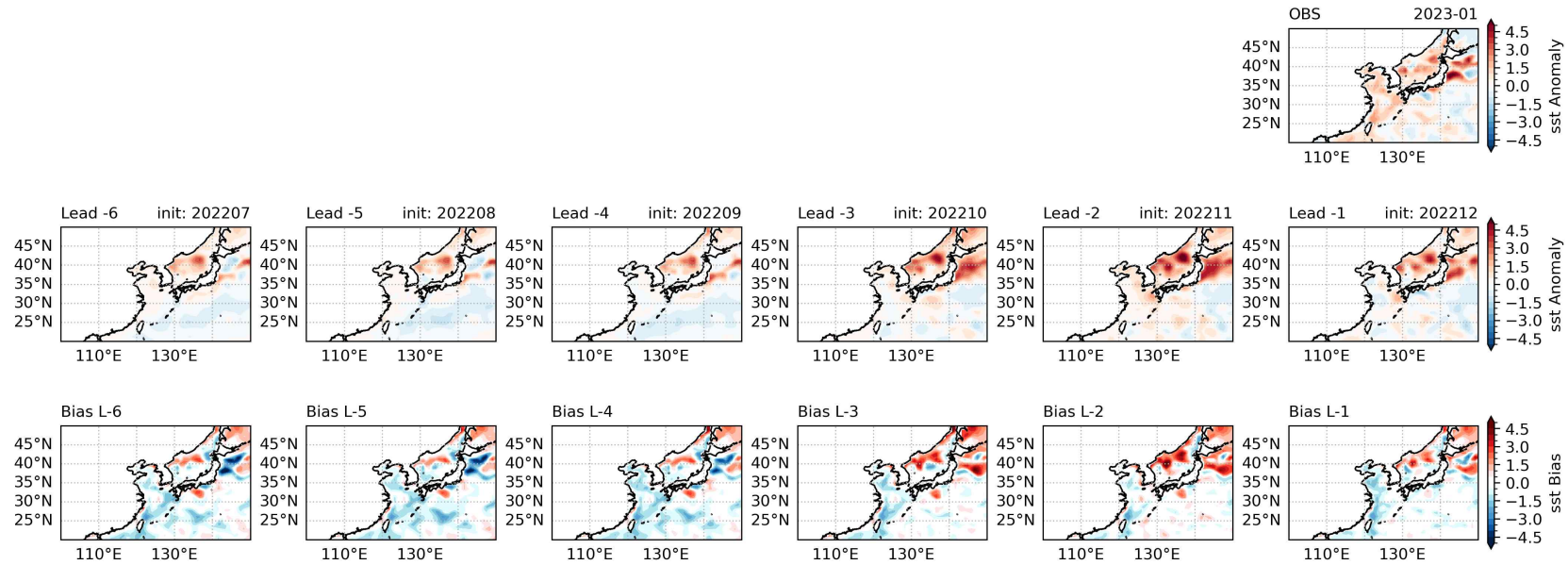


Figure 5.10. East Asia SST forecast field targeted January 2023 and its bias field. (upper) OISST anomaly of January 2023, (middle) forecast anomaly for January 2023 initialized from Jul 2022 to Dec 2022, (bottom) bias fields.

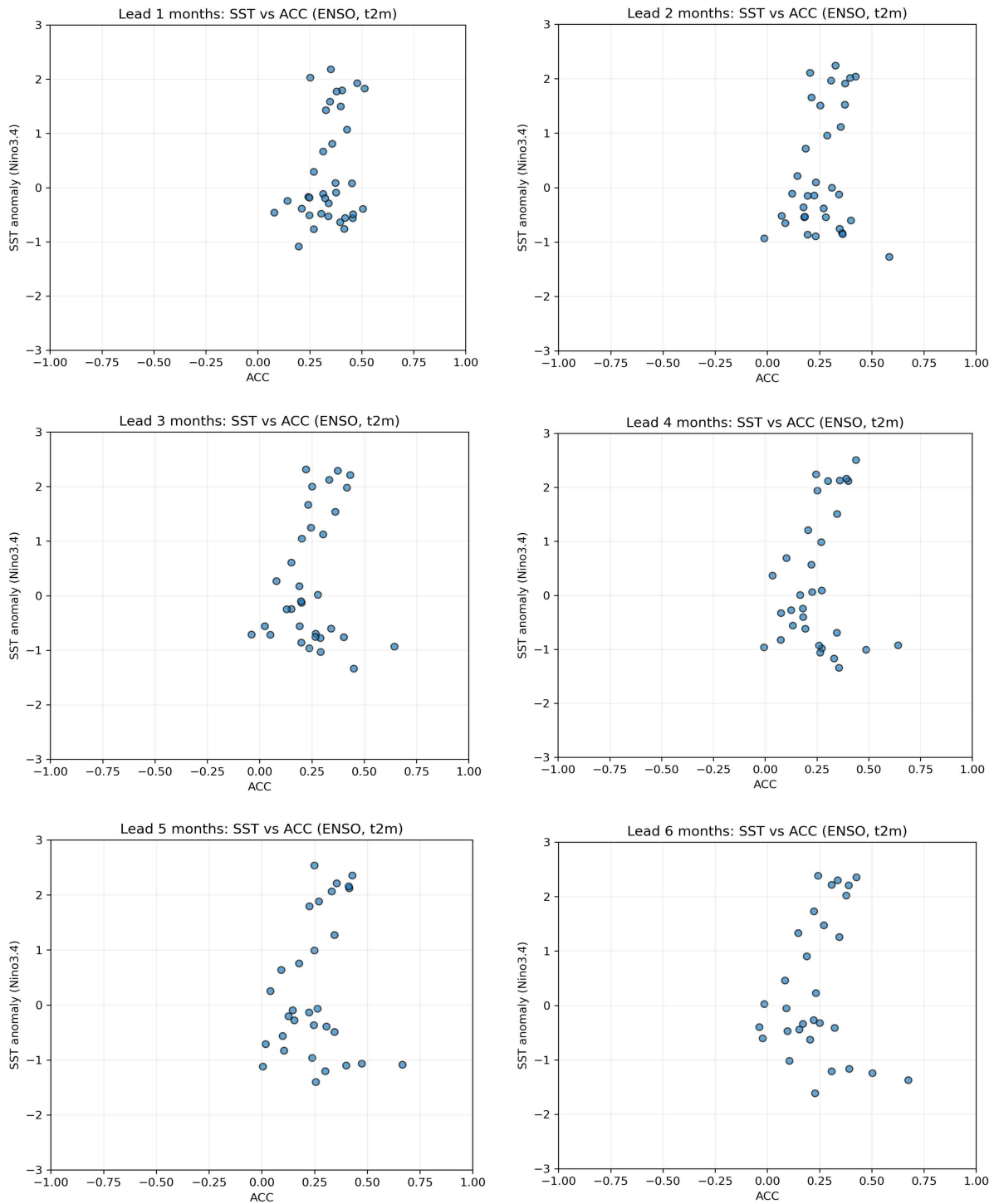


Figure 5.11. Scatter plots of Nino3.4 intensity and ACC for global t2m by lead-time.

Lead-time별로 모델의 ENSO 예측 강도와 전 지구 지상 기온 예측 성능의 상관성을 살펴 보았다. 자료의 길이가 길지 않아 통계적 유의성을 검증하는 데에는 한계가 있기는 하지만 lead-time이 길어질수록 고강도 ENSO가 예측될 때 지상 기온의 예측 성능이 높은 관계가 나타났다 (Figure 5.11). 또, 초기화 월별로 ENSO 예측 강도와 지상 기온 예측 성능의 상관성을 살펴 보면 ENSO 강도가 유지되는 시기와 강도가 강해지는 시기에 따라 다소 다른 특징이 나타났

다. ENSO 강도가 유지되는 시기에는 앙상블의 기온 예측 성능 분포가 비교적 0.25 범위 내에 집중되는 형태로 나타난다. 반면, ENSO 강도가 강해지는 시기에는 앙상블의 기온 예측 성능 분포가 작게는 0.5, 크게는 1까지의 분포 폭을 보이며 변동성이 더 크게 나타났다.

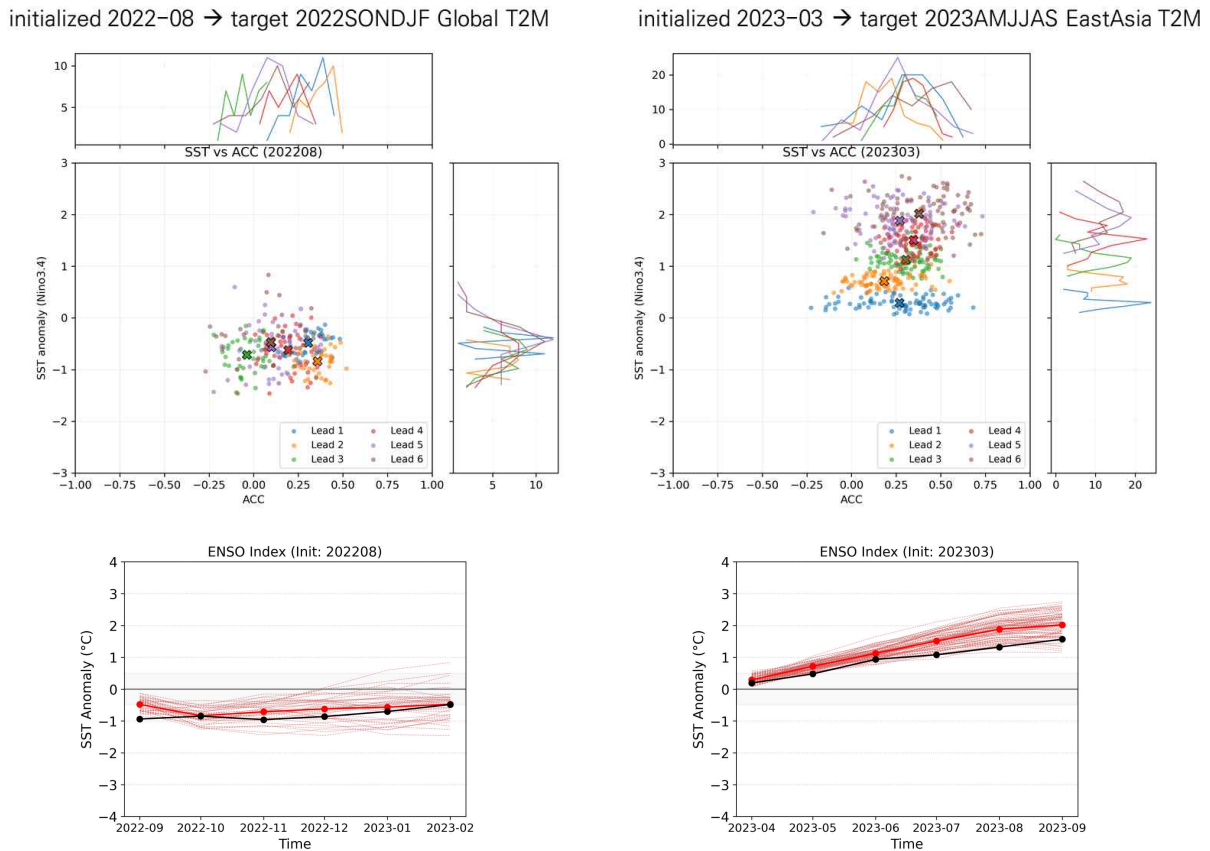


Figure 5.12. (upper) Scatter plots of ENSO intensity and t2m ACC by initialization. (lower) ENSO index plum at each initialization. (left) initialized at August 2022 (forecast for 2022SONDJF) (right) initialised at March 2023 (forecast for 2023AMJJAS).

현재 사용된 forecast 자료의 길이가 3년으로 길지 않고 해마다 ENSO의 상태도 라니냐 - 엘니뇨 - 중립으로 다르게 나타나 forecast의 공통된 특성을 분석하기는 어렵지만, 자료가 충분히 확보되고 난 뒤에는 더욱 다양한 방면으로의 분석을 추가할 수 있을 것으로 기대된다. 또한 데이터를 통해 살펴본 바에 따르면 2022년 10월 예측장부터 forecast의 앙상블 개수가 기존 42개에서 84개로 증가한 것이 전 지구 해수면 온도 예측 성능 향상의 주요한 원인 중 하나일 것으로 짐작할 수 있다.

5.4. 결론 및 요약

계절 예측 모델의 forecast 성능 모니터링을 위해 python을 이용한 대시보드 기반 예측 성능 검증 패키지를 개발하였다. 향후 패키지의 유연한 확장을 위해 모든 코드는 모듈 형태로 구

현하였으며, 현재까지 개발된 부분 이외에 변수, 영역, 평가지표, 플롯의 형태 등 다양한 가능성을 염두에 둘 수 있다.

이 패키지를 활용해 기상청 기후예측시스템(GloSea6GC3.2)의 2022년 1월부터 2024년 12월까지의 forecast 예측 성능을 분석하였다. forecast 앙상블 개수의 증가로 2022년 10월 이후 예측에서 해수면 온도 편차 예측 성능이 크게 향상됨을 추정할 수 있었고, 특히 아열대 해역에서의 bias 개선이 예측 성능의 향상에 크게 작용할 수 있었던 것으로 예상된다. 기온과 강수량, 그리고 500hPa 지위고도는 positive-bias가 지배적으로 나타났고, 예측 성능은 lead-1 month 에서 가장 높았다.

여기에 기술된 활용 방안은 모델의 개선 이력을 알지 못하는 상태로 이 패키지로 산출한 검증 결과만을 바탕으로 예측 성능 변화의 주요 원인을 역추적·추정 하는 방식으로 기술되어 있다는 한계가 있다. 모델의 개선 시기와 개선 내용을 이미 파악하고 있다면 본 패키지를 모델 개선 사이클에 통합하여 모델을 업그레이드할 때마다 forecast에서 성능 변화가 어떻게 나타나는지를 체계적으로 모니터링할 수 있으며, 이를 통해 개선 조치가 성능에 미치는 영향을 신속히 확인하고 필요시 후속 보완 조치를 시행할 수 있다.

6. 기후예측시스템 예측자료의 기후모드 예측성 진단

6.1. 연구배경

6.1.1. 계절내 기후 예측

S2S (Subseasonal to Seasonal) 예측은 단기 수치예보와 전통적인 계절 예측의 중간 시간규모를 메우는 역할을 한다. 이 시간규모의 예측이 가능한 경우, 농업, 수자원 관리, 에너지 수요 예측, 자연재해 대비, 수자원 및 수문 예측 등 다양한 분야에서 활용도가 높다. 선행 연구에서는 S2S 예측 정보를 강수량 발생 확률, 강수량·강수빈도 예측 등에 활용하기 위해 후처리 기법을 적용하여 실용성을 높인 사례가 보고되고 있으며, 수문모형과 연계하여 유역 단위의 유출량·유량 예측 등 수자원 및 홍수 예측에 활용 가능한 실용적 예측성을 S2S 모델이 이미 보여주고 있다는 평가도 있다. 기후 변동성이 증가하고 극한기후 발생이 잦아지는 현재 기후에서 농업, 수자원, 자연재해 대비, 에너지, 공공안전 등 측면에서 S2S 예측은 단기 예보나 장기 기후 전망만으로는 부족한 중기 예보 정보를 제공한다는 점에서 매우 중요하다.

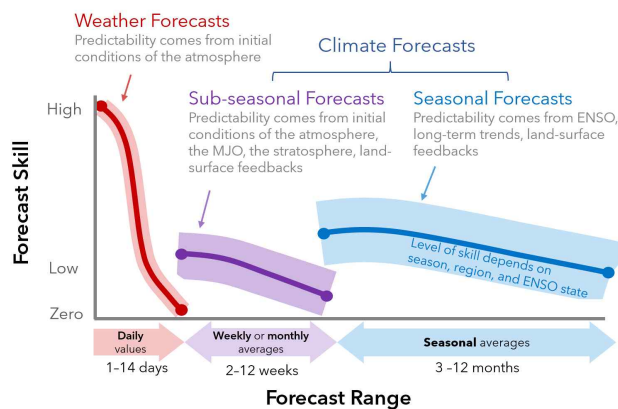


Figure 6.1. Forecast skill relative to forecast range and main sources of predictability of weather and climate forecasts (Adopted from Lukas and Payton (2020)).

하지만 이러한 중요성에도 불구하고 S2S 예측에는 여전히 구조적·기술적 한계가 많으며, 최근에도 많은 연구들이 그 한계를 지적하거나 보완 방안을 모색하고 있다. S2S 예측은 초기 대기 상태의 영향을 어느 정도 받지만, 선행 시간이 길어질수록 초기조건의 영향력이 약해지고 사라진다는 것이 핵심 한계이다(Figure 6.1). 이전의 S2S 연구에서도 이 중기 예보가 날씨 예보의 초기값 문제도, 전통적 기후 예측의 경계값 문제도 아닌 애매한 위치에 있기 때문에 예측이 매우 어렵다는 점이 강조되었다. 예측 초기조건이 부정확하거나 불완전하면 이후 시뮬레이션의 오차가 빠르게 커질 수 있고, 특히 복잡한 지면-대기 상호작용, 해양-대기 커플링, 빙권 변화 등을 충분히 초기화하지 못하면 장기간 예측에서 심각한 오차가 발생한다. 실제로, 최근 연구에서는 경계조건 및 대기·육지·빙권의 초기화를 개선하기 위해 자료 동화 또는 넷징 기법을 적

용하여 S2S 강수 예측 성능이 유의하게 향상되었다는 보고가 있다. S2S 예측의 관건은 바로 얼마나 현실에 가까운 초기 상태로 모델을 시작하는지에 달려있다.

S2S 예측에서는 단순한 대기 모형만으로는 부족하며, 해양, 육지, 빙권, 지면 피드백 등 지구 시스템의 여러 요소를 함께 고려해야 한다. 그러나 이러한 복합 요소를 정확히 모사하는 것은 매우 어렵다. 특히 강수와 같은 수문 변수는 지표면 피드백, 지역 지형, 국지적 대류 과정을 포함하는 복잡한 물리 현상에 크게 좌우되므로, S2S 모형이 강수의 이상 변동이나 극한 현상을 안정적으로 예측하는 것은 매우 어려운 과제이다. 실제로, 최근 연구에서도 S2S 모형이 극한 강수의 예측에 대해서는 제한된 기술적 성과만을 보이고 있는 것으로 평가된다. 유럽중기예보센터(ECMWF)의 S2S 앙상블 예측으로 유럽 지역의 극한 강수 이벤트를 평가한 연구에서, 겨울 보다는 여름의 예측 성능이 매우 낮은 것으로 나타났다. 또한, 많은 기존 예측 시스템은 공간-시간 해상도가 상대적으로 낮고, 현실적 불확실성을 잘 반영하지 못한다는 보고가 있다.

본 연구에서는 기상청 기후예측시스템(GloSea6-GC3.2) 예측(FCST) 자료에서 나타나는 기후 모드의 계절내 파동 전파 예측 특성을 분석하고, 동아시아 계절내 기후 예측인자로서 활용 가능성을 진단하였다. 이를 통해 예측자료 활용성을 개선하고 현업 장기예보 정확도 향상에 기여하고자 한다.

6.1.2. 기후모드와 원격상관

한반도 계절~계절내 기후 조절자로서 엘니뇨와 라니냐는 뚜렷한 계절성을 가지며, 대부분의 강한 엘니뇨와 라니냐는 초겨울에 그 크기가 최대가 된다. 한반도 기후와 엘니뇨·라니냐와의 관련성도 이 시기에 가장 강하게 나타난다. NINO3.4 지수와 한반도 기온은 대체로 11월부터 2월까지 양의 상관관계를 가지며, 12월에 가장 강한 상관관계를 가진다. 한반도 겨울철 강수 또한 엘니뇨와 큰 상관관계를 가진다. 특히, NINO3.4 지수와 한반도 초겨울 강수는 상관관계가 0.6 이상으로 매우 높게 나타났다. 이는 이 시기 한반도 강수 변동의 40% 이상을 엘니뇨 변동에 의해 설명할 수 있음을 의미한다 (엘니뇨 백서, 2016). 초겨울의 강한 상관관계와 달리 1월 강수의 엘니뇨와의 관련성은 급격하게 떨어지고 음의 상관관계가 나타난다. 한반도 기후에 대한 엘니뇨 영향이 계절 내에서도 크게 바뀌는 것을 알 수 있다.

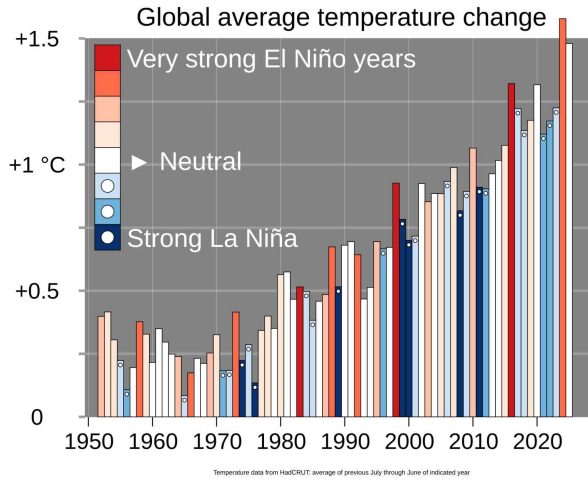


Figure 6.2. Historical global average temperature change and ENSO.

기상청 기후예측시스템(GloSea6-GC3.2) 예측(FCST) 자료 기간(2022/23~2024~25년) 동안 겨울철 엘니뇨/남방진동 위상 변화를 살펴보면(Table 6.1), 2022/23년 겨울철은 다년 발생 라니냐 해로 3년 연속(triple-dip) 라니냐 발생을 기록하였으며, 2023/24년 겨울철은 1979년 이후 역대 4번째로 강한 엘니뇨 강도를 기록했다. 2024/25년 겨울철은 중립 상태를 기록했다.

Table 6.1. Cold & warm episodes by season based on the Oceanic Nino Index (ONI).

YR/SS	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ	RMK
2022	-1.0	-0.9	-1.0	-1.1	-1.0	-0.9	-0.8	-0.9	-1.0	-1.0	-0.9	-0.8	Weak La Niña
2023	-0.7	-0.4	-0.1	0.2	0.5	0.8	1.1	1.3	1.6	1.8	1.9	2.0	Strong El Niño
2024	1.8	1.5	1.1	0.7	0.4	0.2	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.5	Neutral
2025	-0.6	-0.4	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.6	ONI (NOAA CPC)		

엘니뇨/남방진동은 발달기부터 쇠퇴기까지 전지구 기후에 서로 다른 영향을 미치지만, 고유의 주기성(periodicity)과 기후예측시스템의 예측(FCST) 자료 기간의 한계로 동아시아 일별/주별 기후와의 공변성 규명 및 예측성 진단에는 어려움이 있어 본 연구의 진단 대상 기후모드에서는 제외하였다.

동아시아 계절 기후에 영향을 미치는 주요 기후모드를 Figure 6.3과 같이 선정하였다. 여름철 기후모드로는 동서방향 원격상관 인자로 알려진 전지구 원격상관(circumglobal teleconnection)과 남북방향 원격상관 인자로 알려진 태평양-일본(Pacific-Japan) 패턴을 살펴보았다. 전지구 원격상관은 열대 인도양(인도 몬순), 태평양-일본 패턴은 열대 태평양에서 기인한 모드로 분류할 수 있다. 겨울철 기후모드로는 동서방향으로 전파되는 유라시아 패턴(Eurasian pattern)과 남북방향으로 진동하는 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation)을 살펴보았다. 유라

시아 패턴과 북대서양 진동은 모두 북대서양에서 기인한 원격상관으로 분류할 수 있다.

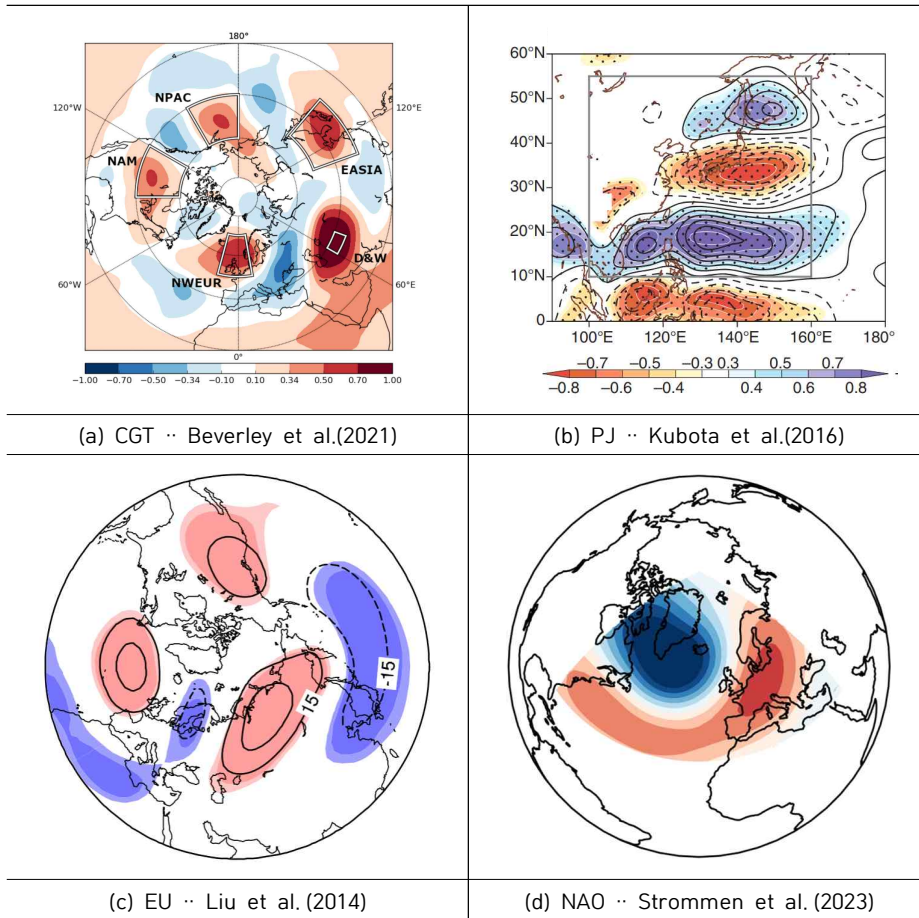


Figure 6.3. Major climate variability modes affecting the Northern hemisphere mid-latitudes during summer and winter season.

6.2. 자료 및 방법

기상청 기후예측시스템(GloSea6)은 전지구 기후모델인 HadGEM3 (Hadley Center Global Environmental Model Version 3) 기반 대기(UM), 지면(JULES), 해양(NEMO), 해빙(CICE) 모델이 결합된 앙상블 예측 시스템이다. 대기-지면모델과 해양-해빙모델 해상도는 각각 N216L85, eORCA025L75d이며, GloSea6는 예측자료(Forecast) 생산을 위해 자체 대기(KMA-GDAPS)·해양(KMA-NEMOVAR) 초기장과 지면(ERA5-JULES) 초기장을 사용한다. 과거기후 예측자료는 매월 4회(1, 9, 17, 25일) ERA5 재분석장과 영국기상청(UKMO) NEMOVAR 분석장을 대기/해양 초기장으로 사용하여 1993년부터 2016년까지 24년 동안의 과거기후 적분을 수행한다. 기후예측시스템을 구성하는 개별 성분 모델들은 결합자를 통해 서로 연결되며, 상세한 과학적 설정 방법은 영국기상청이 구축한 전지구 결합 구성을 따르고 있다. 가용한 전산 자원 내에서 최대한 많은 앙상블 확보를 위해 시간지연 기법을 적용한다. 과거기후(HCST)의 경우 초기조건 일자가 3개에

서 7개로 확대되었으며, 예측자료(FCST)의 경우 1개월은 56개(7-day×8 SKEB2), 3개월은 84개(21-day×4 SKEB2) 앙상블로 구성된다(Table 6.2).

Table 6.2. Description of previous and current climate forecast systems operated by KMA.

		GloSea5-GC2		GloSea6-GC3.2		
Model Config	Atmosphere	GA6.0	UM8.6	GA7.2	UM11.5	
	Land	GL6.0	JULES4.7	GO6.0	JULES5.6	
	Sea-ice	GSi6.0	NEMO3.4	GSi8.1	NEMO3.6	
	Ocean	GO5.0	CICE4.1	GL7.0	CICE5.1.2	
Resolution	Atmosphere	N216(60km) L85				
	Ocean	ORCAO25(0.25) L75		eORCAO25(0.25) L75		
Initials	FCST	Period	2018/6~2022/1	2021/11~		
		Atmosphere	KMA NWP analysis			
		Land	JRA55-JULES	ERA5-JULES		
		Ocean/Sea-ice	UKMO NEMOVAR	KMA NEMOVAR		
	HCST	Period	1991~2016	1993~2016		
		Atmosphere	ERA-interim reanalysis	ERA5 reanalysis		
		Land	JRA55-JULES	ERA5-JULES		
		Ocean/Sea-ice	UKMO NEMOVAR			
Ensembles	FCST	Initialization	Every day			
		60-days Run	7-days lagged (4 SKEB2)	7-days lagged (8 SKEB2)		
		6-months Run	21-days lagged (2 SKEB2)	21-days lagged (4 SKEB2)		
	HCST	Initialization	Every month (1,9,17,25th)			
		60-days Run	Closest 2 date (3 SKEB2)	Closest 2 date (7 SKEB2)		
		6-months Run	Closest 4 date (3 SKEB2)	Closest 4 date (7 SKEB2)		

아시아-태평양경제협력체 기후센터에서는 6단계(2022~2024년) 연구개발 과제 수행을 통해 기후예측모델 통합진단평가체계(Climate foRecast Evaluation & Management system @APCC, CrEMA)를 구축하였다(Figure 6.4). 평가체계에서는 기상청 기후예측시스템 이전 버전(GloSea5-GC2.0)과 현재 버전(GloSea6-GC3.2)의 과거재현(HCST) 예측성을 크게 성능평가와 진단평가 부분으로 나누어 진단하였다. 성능평가 부분은 주요 변수의 지역별/계절별 단정·확률예보 예측성 진단을 포함하며, 진단평가 부분은 주요 기후 변동성 모드의 평균편향, 변동성, 원격상관, 프로세스 예측성 진단을 포함하고 있다. 해당 연구에서는 재분석(ERA5) 자료를 진단 기준으로 설정하고 1993~2016년 동안 과거재현(HCST) 자료의 예측성을 종합적으로 진단하였다.

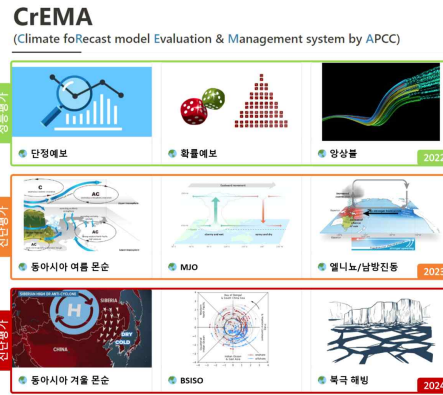


Figure 6.4. Components of skill assessment and diagnostics for climate forecast system.

그러나 Risbey et al. (2021)은 과거재현 자료 예측성이 실제 예측성을 의미하지 않으며, 실시간 예측자료는 과거재현 자료와 별개로 평가되어야 한다고 제안한다. 과거재현 자료는 실시간 예측자료보다 긴 예보기간을 포함하며, 예측성 평가에서도 유의한 통계값을 제공한다. 과거재현은 완전한 초기조건, 모델 보정, 계통적 후처리 등을 포함하여 보다 관측에 가까운 예보 상태를 제공한다. 또한 과거재현에 연구 개발된 기술이 포함되면 실제 예측성을 과대모의할 수 있으며, 표본 추출 기간에 따라 예측성 변동성이 존재하면 실제 예측성을 과소모의할 수도 있다. 요약하면 과거재현 예측성으로 실제 예측성을 정확히 추정하기 어려우며, 과거재현 예측성은 해당 기후예측시스템의 잠재적 최대 예측성에 해당한다. 선행 연구로부터 실시간 예측(FCST) 자료 진단의 필요성을 이해할 수 있다.

본 연구에서는 기상청 기후예측시스템(GloSea6-GC3.2) 일별/주별 예측(FCST) 자료를 진단하였다. 대기 변수 진단에는 ERA5 재분석 자료와 GPCP v3.2 강수 자료가 사용되었다. 기후지수와 한반도 기후 간 상관분석을 위해 기상청 종관기상관측(ASOS) 일평균 자료도 사용되었다. 여름철은 2022~2024년 5~9월 63주, 겨울철은 2022~2025년 11~3월 65주 기간을 대상으로 분석하였다. 기후지수는 재분석 자료를 기반으로 선행 연구의 계산 방법을 따라 산출하였으며, 이를 바탕으로 위상별 이벤트를 정의하고 동일 위상 평균된 기후모드의 예측 특성을 진단하였다. 또한 현업 예보 활용을 위해 99% 또는 95% 신뢰수준에서 유의한 영역을 산출하여 표기하였다.

6.3. 연구결과

6.3.1. 여름철 기후모드 예측 특성

최근 한반도 여름철 기후 특성을 살펴보면(Table 6.3), 2023년 여름철에는 5~7월을 중심으로 많은 강수량을 기록했으며, 이후 8~9월에는 높은 기온을 기록했다. 2024년 여름철에는 6월부터 시작된 폭염으로 가을철까지 고온현상이 지속되었다. 2024년 여름철에는 6월부터 11월까지 월별 기온 순위 5위 이내의 높은 기온을 기록하면서 2023년의 역대 최고 연평균 기온(13.7°C)을 큰 폭으로 경신했다. 2025년 여름철에도 2024년과 유사하게 6월부터 높았던 기온이 가을철까지 유지되고 있다.

Table 6.3. Monthly/annual mean temperature/precipitation, anomalies, and rankings of the Korean Peninsula emphasized during summer season.

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2022년
평균(°C)	-0.8	-0.1	7.7	13.8	18.0	22.4	25.9	25.3	21.0	14.0	9.6	-1.4	12.9
편차(°C)	+0.1	-1.3	+1.6	+1.7	+0.7	+1.0	+1.3	+0.2	+0.5	-0.3	+2.0	-2.5	+0.4
순위(상위)	19	34	3	2	9	3	8	19	12	27	4	47	9

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2023년
기온(°C)	-0.6	2.5	9.4	13.1	17.9	22.3	25.5	26.4	22.6	14.7	7.9	2.4	13.7
평균편차(°C)	+0.3	+1.3	+3.3	+1.0	+0.6	+0.9	+0.9	+1.3	+2.1	+0.4	+0.3	+1.3	+1.2
순위	18	10	1	9	10	4	12	6	1	16	21	10	1

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2024년
기온(°C)	0.9	4.1	6.9	14.9	17.7	22.7	26.2	27.9	24.7	16.1	9.7	1.8	14.5
평균편차(°C)	+1.8	+2.9	+0.8	+2.8	+0.4	+1.3	+1.6	+2.8	+4.2	+1.8	+2.1	+0.7	+2.0
순위	6	1	11	1	14	1	5	1	1	2	3	19	1

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2022년
월강수량(mm)	2.6	3.5	89.4	60.0	5.8	188.1	178.4	305.2	150.8	77.7	61.6	15.2	1150.4
평년비(%)	10.8	10.8	166.6	64.2	6.1	136.7	60.0	106.1	96.0	125.9	132.4	51.1	86.7
순위(상위)	50	49	8	36	50	15	45	17	23	12	13	37	37

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2023년
강수량(mm)	40.5	15.4	28.7	66.3	191.3	208.9	506.4	299.6	198.7	17.0	63.4	102.8	1746.0
평년비(%)	88.2	15.9	16.9	30.2	98.6	84.0	96.7	50.9	61.9	11.5	80.8	100	95.5
순위	9	41	44	34	3	11	2	21	20	44	13	1	3

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2024년
강수량(mm)	31.9	102.6	65.3	80.4	118.4	130.5	383.6	87.3	241.0	115.8	60.0	6.5	1414.6
평년비(%)	121.9	287.0	114.1	83.2	114.9	87.1	128.8	30.7	154.6	183.1	126.5	21.0	105.9
순위	14	3	17	27	19	31	10	51	12	8	15	49	19

※ 평년편차: 전국 월평균 - 해당 월 평년값(1991~2020년) | 빨간색: 평년보다 높음, 파란색: 평년보다 낮음

※ 퍼센타일: 평년1991~2020년 같은 기간에 발생한 기온을 비교하여 작은 순서대로 몇 번째인지 나타내는 백분위수
초록색: 평년보다 많음, 갈색: 평년보다 적음

한반도를 포함하는 동아시아 지역의 여름철 기후는 동서방향 원격상관으로 알려진 전지구 원격상관(Circumglobal Teleconnection, CGT)과 남북방향 원격상관으로 알려진 태평양-일본(Pacific-Japan, PJ) 패턴의 영향을 받는다.

전지구 원격상관(CGТ)은 북반구 여름철에 나타나는 대기 순환 패턴으로, 대기 순환의 파동이 북반구의 여러 지역을 따라 확장되어 기후 변동을 일으키는 현상이다. 전지구 원격상관은 대기 순환이 대규모 파동 형태로 발생하며, 이 파동은 대서양에서 태평양까지 연결되며 기후의 원격상관을 형성한다. 전지구 원격상관은 북반구 30~60°N 사이의 지역에서 상층 대기의 파동 구조를 형성하며, 대기 순환의 변동이 아시아, 유럽, 북미에 미치는 영향을 설명한다. 전지구 원격상관 패턴은 여름철 동안 주요 중심위치의 강수량과 기온 변동을 조절하는 중요한 역할을 한다. 전지구 원격상관이 활성화되면 고기압 편차가 위치하는 지역에서는 강수 부족 및 고온 현상이 발생할 수 있다. 전지구 원격상관의 발생은 유럽, 아시아 지역에서 기온 상승과 강수 감소와 같은 이상기후를 유발한다. 특히, 전지구 원격상관이 양의 위상을 가질 때, 동아시아에는 고기압이 강화되어 강수량 감소와 고온 현상이 발생할 수 있다. 전지구 원격상관은 북반구 여름철 동안의 기후 변동성에 중요한 영향을 미치며, 폭염과 장기적인 강수 패턴 변화 또한 초래할 수 있다.

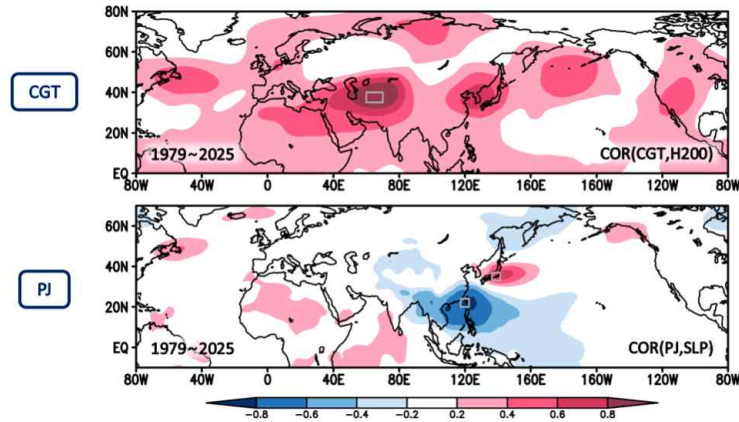


Figure 6.5 Correlations of 200hPa geopotential height and sea level pressure anomalies with circumbglobal teleconnection (top) and Pacific-Japan pattern (bottom).

태평양-일본(PJ) 패턴은 북서태평양과 일본 지역의 해면기압과 관련된 대기 순환 패턴으로 동아시아 지역의 기후 변동성을 설명한다. 북서태평양 고기압은 동아시아 몬순과 밀접한 관계를 맺고 있으며, 고기압의 강도와 위치는 동아시아의 여름철 기후를 좌우한다. 북서태평양 고기압이 강해지면 북서태평양 해역에서는 기온 상승과 강수량 감소가 발생하며, 동아시아 지역에서는 기온 하강과 강수량 증가가 나타날 수 있다. 일본 근해의 해수면 온도 변화는 태평양의 해수면 온도와 상호작용하며, 이 변화는 강수량과 태풍 활동에 큰 영향을 미친다. 태평양-일본 패턴은 태풍 경로와 강도에도 영향을 미친다. 북서태평양 고기압의 강도에 따라 태풍이 일본과 한반도에 미치는 영향도 달라지는데, 양의 위상 태평양-일본 패턴 발생으로 북서태평양 고기압 가장자리가 동아시아 지역으로 확장하면 태풍의 경로가 한반도/일본 지역을 통과하거나 영향을 미치기 어렵다. 양의 위상 태평양-일본 패턴은 동아시아에서 폭염과 기온 이상을 일으킬 수 있으며, 음의 위상 태평양-일본 패턴은 북서태평양 고기압 강화로 기온 상승과 강수량 감소가 나타날 수 있다.

전지구 원격상관 지수는 중앙아시아(60~70°E, 35~40°N) 지역 200hPa 지위고도 편차를 영역 평균하여 계산되며, 태평양-일본 패턴 지수는 일본(요코하마) 지역과 대만(형춘) 지역의 해면기압 차로 계산된다(Figure 6.5). 전지구 원격상관과 태평양-일본 패턴의 지수를 산출하고 패턴을 분석하는 상층 지위고도와 해면기압 변수의 기후예측모델 과거재현 1개월 선행 예측성을 살펴보면, 유라시아 대륙 한북판에 위치하는 중앙아시아 지역의 상층 지위고도 예측성이 낮고 동아시아(일본) 지역의 해면기압 예측성이 낮은 것을 확인할 수 있다(Figure 6.6). 기후예측모델의 중위도 예측성 한계는 대부분의 현업 기후예측모델에서 나타나는 공통적인 특성이다.

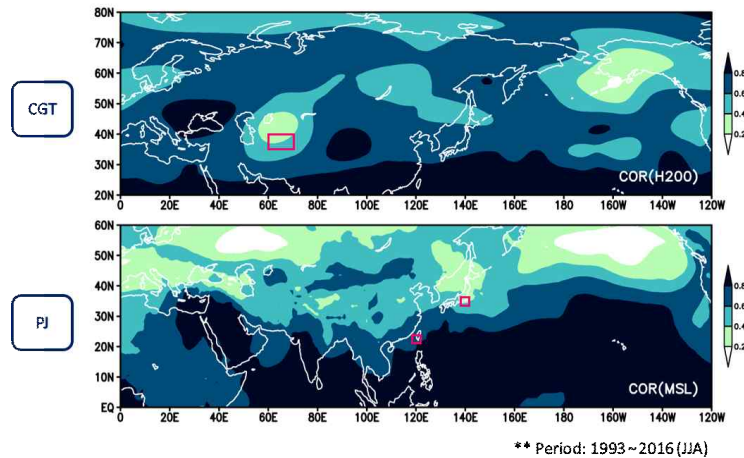


Figure 6.6. Anomaly correlation coefficients of 200hPa geopotential height and sea level pressure between GloSea6 hindcast and ERA5 reanalysis.

전지구 원격상관과 태평양-일본 패턴은 동아시아 여름철 기후 변동성에서 중요한 역할을 하며, 각각의 형성 메커니즘과 기후에 미치는 영향은 서로 다르지만, 이들은 종종 상호작용을 통해 동아시아와 북반구의 기후 변동성에 큰 영향을 미친다. 선형경압모델(Linear Baroclinic Model) 실험 결과 조합을 통해 복수의 원격상관들이 같은 위상으로 중첩되거나 반대 위상으로 상쇄되는 효과를 추정할 수 있지만, 다중 원격상관과 관련된 대기 파동의 복합적인 효과에 관한 연구는 아직 부족한 실정이다. 이러한 기후 패턴을 정확히 이해하고 예측하는 것은 기후 모델링에서 중요한 과제이다. 전지구 원격상관과 태평양-일본 패턴의 보다 정확한 모의는 대기-해양 상호작용과 해수면 온도 변화를 세밀하게 반영하는 고해상도 기후모델을 통해 가능할 것으로 생각된다.

본 연구에서는 주요 기후지수 산출 시 경험적 직교함수와 같은 주성분 분석 방법을 활용하는 것보다는 영역 평균이나 영역/지점 간 차를 이용하여 지수를 산출하였다. 주성분 분석 방법은 다변수 분석이 가능하고 고유 모드 패턴과 시계열을 모두 산출하는 장점이 있어 연구 영역에서 많이 활용하는 반면, 영역/지점 기반 분석 방법은 단일 변수에 대하여 고정된 영역/지점의 값을 계산함으로써 물리적으로 쉬운 해석이 가능하고 계산이 단순하여 기후 감시나 지수 생산/제공을 수행하는 현업 기관에서 많이 사용된다. 또한, 관측자료를 활용하는 영역/지점 기반 분석 방법의 경우 격자 자료에 의존적인 주성분 분석 방법에 비해 보다 장기간의 지수를 산출할 수 있다.

Table 6.4. Comparison of climate index calculation methods.

Feature	PCA-Based	Station/Point-Based
Type	Data-driven, multivariate	Fixed-location, univariate
Output	Mode patterns + time series (PCs)	Simple index time series
Spatial Coverage	Full field	Specific points or regions
Interpretability	May mix processes	Easier to interpret physically
Historical Length	Often shorter (depends on gridded data availability)	Often longer (station data available earlier)
Use Cases	Research	Monitoring, operational indices

기후예측모델 예측자료 기간 여름철에 해당하는 2022~2024년 5~9월 동안 재분석(ERA5) 자료 기반으로 일별 기후지수를 산출하였다(Figure 6.7). 최근 기간에는 전지구 원격상관 지수와 태평양-일본 패턴 지수 모두 양의 값 발생이 우세하고, 전지구 원격상관의 지속기간(연속 발생 일수)이 태평양-일본 패턴에 비해 길게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 이는 전지구 원격상관이 여름철 한반도 상층 대기에 미치는 효과가 태평양-일본 패턴이 미치는 영향에 비해 오래 지속될 수 있음을 암시한다.

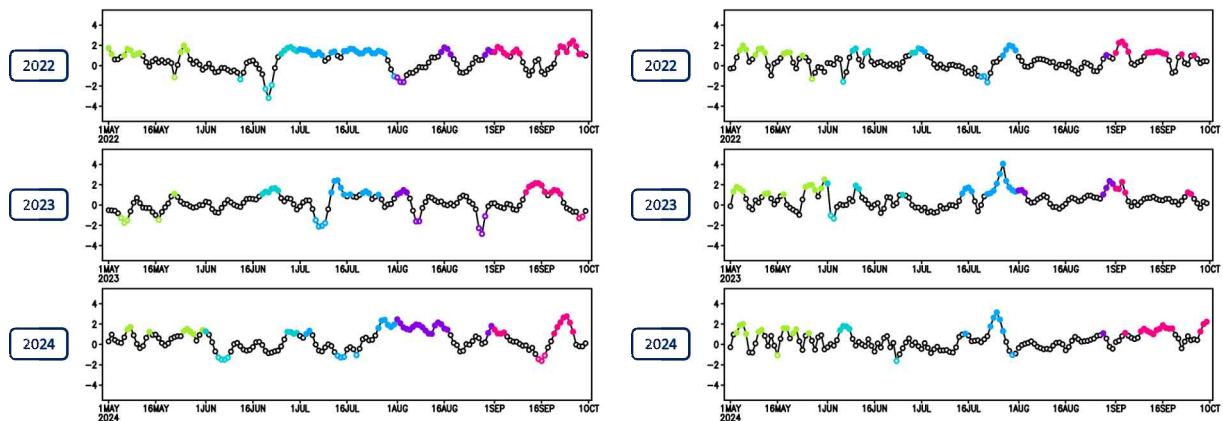


Figure 6.7. Daily indices of circumglobal teleconnection (left) and Pacific-Japan pattern (right).

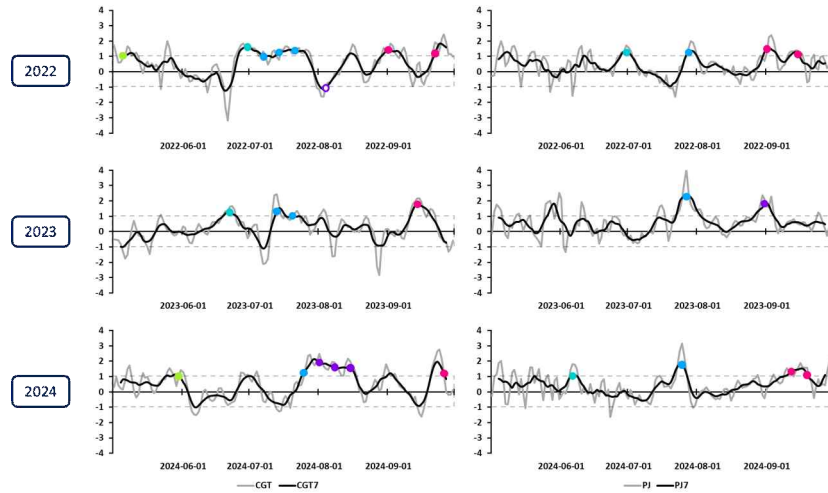


Figure 6.8. Daily (gray) and weekly (black) indices of circumglobal teleconnection (left) and Pacific-Japan pattern (right) with defined events (circle).

재분석 자료 기반 일별 기후지수를 7일 평균하고, 지수가 $+1\sigma$ 표준편차보다 크면 양의 위상 이벤트, -1σ 표준편차보다 작으면 음의 위상 이벤트로 정의하였다(Figure 6.8). 7일 평균을 통해 종관규모 변동성을 제거하고, 주~계절 시간규모의 신호는 보존하면서 일정 기간 이상 지속된 이벤트를 선정할 수 있다. 일련의 과정을 통해 2022~2024년 여름철 63주 동안 18회의 양의 위상 전지구 원격상관과 10회의 양의 위상 태평양-일본 이벤트를 정의하였다(Table 6.5).

Table 6.5. Classification of circumglobal teleconnection and Pacific-Japan pattern events by year and phase.

	+CGT	-CGT		+PJ	-PJ
2022	0505, 0630~0721, 0901, 0922~0929	0804	2022	0630, 0728, 0901, 0915	-
2023	0622, 0713~0720, 0914	-	2023	0727, 0831	-
2024	0530, 0725~0815, 0926	-	2024	0606, 0725, 0912~0919	-

전지구 원격상관 패턴은 동아시아의 여름철 기후, 특히 강수량, 기온에 중요한 영향을 미친다. 전지구 원격상관은 동아시아 지역에 고기압 편차를 유도하여 기온 상승을 초래할 수 있다. 양의 위상 전지구 원격상관은 동아시아 지역에서 강수 부족과 기온 상승을 유발할 수 있다. Zhang et al. (2012)는 전지구 원격상관이 북반구 고위도의 기온 상승과 폭염을 강화시킨다고 밝혔다. 전지구 원격상관은 여름철 기후 패턴을 변화시켜 일본과 한반도에서 폭염을 더 자주 발생시키는 것으로 나타났다. Wu et al. (2017)은 전지구 원격상관이 동아시아의 여름철 기후 변동성에 큰 영향을 미치며, 강수와 기온 변화에 중요한 역할을 한다고 제시했다. Thompson and Wallace (2000)는 전지구 원격상관이 동아시아 몬순에 영향을 미쳐, 여름철 강

수 및 폭염 발생의 중요한 원인 중 하나라고 밝혔다.

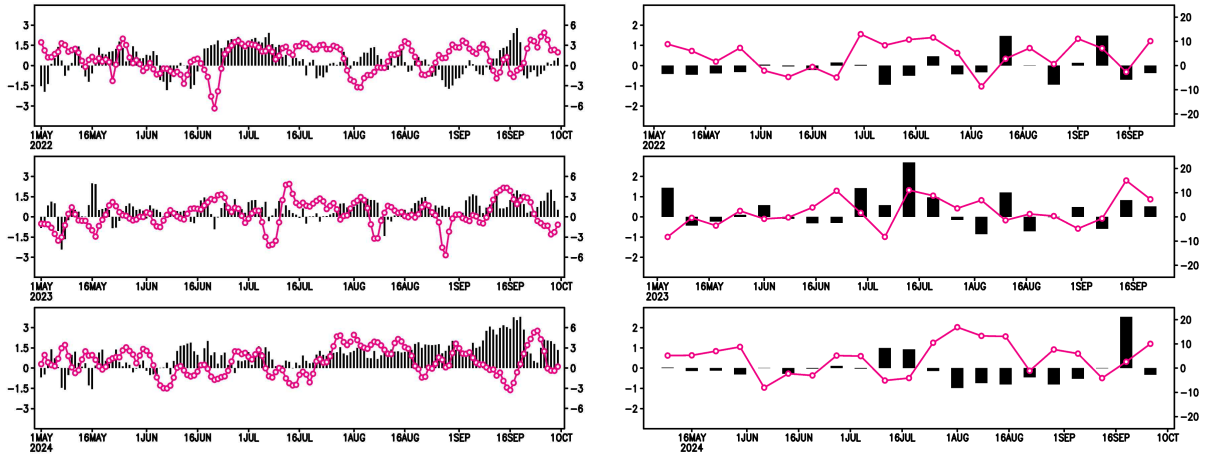


Figure 6.9. Daily (left) and weekly (right) variation of circumglobal teleconnection and observed temperature anomalies over Korea.

2022~2024년 여름철 동안 전지구 원격상관과 한반도(62개 관측지점 평균) 여름철 기후(평균기온·최저기온·최고기온·강수량) 편차 간 상관관계를 살펴보면(Figure 6.9), 일별 기후지수와 한반도 여름철 기후 간 상관관계는 전체 기간 평균과 개별 해에서 모두 낮다. 주별 시간규모에서는 전지구 원격상관과 2024년 여름철 강수량 간 음의 상관관계가 통계적으로 유의하게 나타나며, 이는 양(음)의 위상 전지구 원격상관 발생 시 한반도 강수량 감소(증가)가 나타남을 의미한다.

Table 6.6. Correlation coefficients of circumglobal teleconnection index and summer climate anomalies over Korea.

COR(Daily)		2022	2023	2024	TOT	COR(Weekly)		2022	2023	2024	TOT
CGT	T(KOR _{STN})	-0.14	0.01	-0.16	-0.11	CGT	T(KOR _{STN})	-0.13	0.28	0.00	0.01
	T _{MIN} (KOR _{STN})	-0.19	0.07	-0.16	-0.11		T _{MIN} (KOR _{STN})	-0.22	0.35	-0.02	-0.01
	T _{MAX} (KOR _{STN})	-0.05	-0.02	-0.10	-0.05		T _{MAX} (KOR _{STN})	-0.05	0.08	0.04	0.02
	PR(KOR _{STN})	-0.01	0.10	-0.05	0.00		PR(KOR _{STN})	0.08	0.10	-0.45*	-0.13

일별 전지구 원격상관 지수와 동아시아 기후 간 선행/지연 상관 관계를 살펴보면 2022~2024년 동안 전지구 원격상관은 평균적으로 동아시아 평균기온을 약 4일 선행하는 것으로 분석되며, 주별 시간규모 이상에서는 동시 상관관계를 가지는 것으로 이해하고 분석하였다.

태평양-일본 패턴은 북서태평양과 동아시아의 해면기압과 관련된 기후 변동성 모드로 동아시아 지역의 여름철 강수, 태풍 활동, 기온에 큰 영향을 미친다. 이 패턴은 북서태평양과 일본 근해의 해수면 온도의 변화에 따라 동아시아 몬순의 강도 및 태풍의 경로를 조절한다. 태평양-일본 패턴의 중심적인 요소는 북서태평양 고기압이다. 북서태평양 고기압이 강화되면 강수량 감소와 폭염 현상이 발생하고, 약해지면 강수량 증가와 태풍 발생 가능성이 커진다. 일본 근해의 해수면 온도가 높아지면 동아시아에서 강수량 증가와 몬순 강도 강화가 발생하며, 온도가 낮아지면 반대로 강수량 감소와 기온 상승이 나타난다.

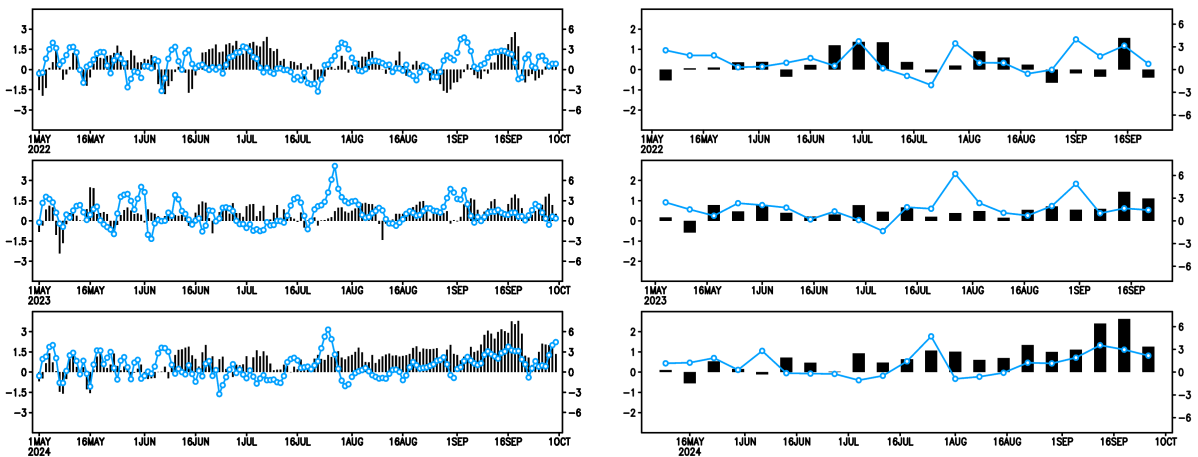


Figure 6.10. Daily (left) and weekly (right) variation of Pacific-Japan pattern and observed temperature anomalies over Korea.

태평양-일본 패턴은 동아시아의 강수, 기온, 태풍 활동에 큰 영향을 미친다. 태평양-일본 패턴이 활성화되면 북서태평양 고기압이 강화되고 동아시아 강수량이 증가하는 경향이 있다. 반대로 북서태평양 고기압이 약화되면 동아시아 강수량이 감소할 수 있다. 태평양-일본 패턴은 태풍의 발생과 경로에도 영향을 미친다. 음의 위상 태평양-일본 패턴 발생 시 태풍이 일본이나 한반도로 향하는 경향이 강해지며, 양의 위상 태평양-일본 패턴 발생 시 태풍 경로가 동해나 필리핀 방향으로 달라질 수 있다. 태평양-일본 패턴은 북서태평양 고기압의 위치와 강도에 따라 동아시아에서 기온 상승과 폭염을 초래할 수 있다.

2022~2024년 여름철 동안 태평양-일본 패턴과 한반도(62개 관측지점 평균) 여름철 기후(평균기온·최저기온·최고기온·강수량) 편차 간 상관관계를 살펴보면(Figure 6.10), 일별 기후지수와 한반도 여름철 기후 간 상관관계는 전체 기간 평균과 개별 해에서 모두 낮다. 주별 시간규모에서는 태평양-일본 패턴과 2024년 여름철 최저기온 간 양의 상관관계가 통계적으로 유의하게 나타나며, 이는 양(음)의 위상 태평양-일본 패턴 발생 시 한반도 최저기온 증가(감소)가 나타남을 의미한다.

Table 6.7. Correlation coefficients of Pacific-Japan pattern index and summer climate anomalies over Korea.

COR(Daily)		2022	2023	2024	TOT	COR(Weekly)		2022	2023	2024	TOT
PJ	T(KOR _{STN})	0.11	0.06	0.38	0.18	PJ	T(KOR _{STN})	0.05	-0.09	0.41	0.12
	T _{MN} (KOR _{STN})	0.12	0.15	0.33	0.20		T _{MN} (KOR _{STN})	0.11	0.02	0.50*	0.22
	T _{MX} (KOR _{STN})	0.06	-0.05	0.28	0.09		T _{MX} (KOR _{STN})	-0.04	-0.12	0.25	0.01
	PR(KOR _{STN})	0.01	0.12	0.08	0.09		PR(KOR _{STN})	0.00	-0.05	0.31	0.12

일별 태평양-일본 지수와 동아시아 기후 간 선행/지연 상관 관계를 살펴보면 2022~2024년 동안 태평양-일본 패턴은 평균적으로 동아시아 평균기온과 선행/지연 시간 없이 동시 상관관계를 가지는 것으로 나타났다.

2022~2024년 여름철 동안 발생한 양의 위상 전지구 원격상관 이벤트의 200hPa 지위고도 편차 합성도 분석을 통해 선행 시간별 기상청 기후예측모델 예측자료에서 나타나는 대기 패턴 모의 성능을 살펴보았다(Figure 6.11). 재분석 자료에서는 양의 위상 전지구 원격상관 이벤트 발생 시 고기압 편차의 주요 중심위치가 대서양, 서유럽, 중앙아시아, 동아시아, 북미 등 5개 지역에 뚜렷하게 나타나고 있으나, 기후예측모델 예측장에서는 2주 선행 예측장부터 신호가 약화되고 중심위치가 달라지는 것을 확인할 수 있다. 북반구 20~60°N 영역 평균된 선행시간별 패턴상관계수(PCC)를 통해 예측성 변화를 확인할 수 있다(Figure 6.12).

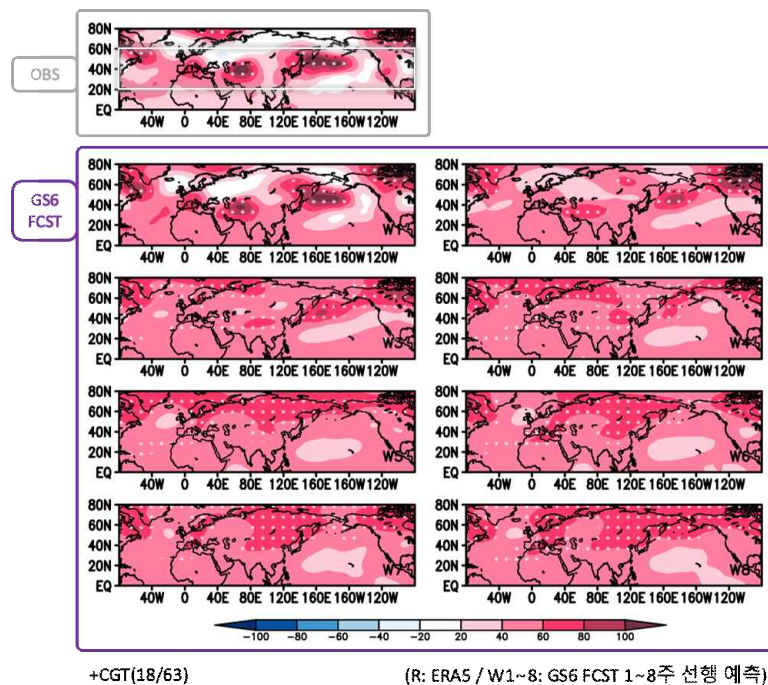


Figure 6.11. Composite of 200hPa geopotential height anomalies during positive phase of circumglobal teleconnection in reanalysis (R) and climate forecast system (W1~8).

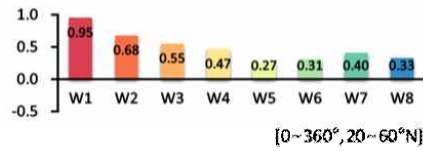


Figure 6.12. Predictability of upper-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of circumglobal teleconnection.

동일한 방법으로 2022~2024년 여름철 동안 발생한 양의 태평양-일본 패턴의 850hPa 동서 방향 바람 편차 합성도 분석을 통해 선행 시간별 기상청 기후예측모델 예측자료에서 나타나는 대기 패턴 모의 성능을 살펴보았다(Figure 6.13). 재분석 자료에서는 양의 위상 태평양-일본 이벤트 발생 시 북서태평양 해역에 저기압성 순환, 일본 부근에 고기압성 순환 편차가 뚜렷하게 나타나고 있으나, 기후예측모델 예측장에서는 2주 선행 예측장부터 신호가 약화되고, 3주 선행 예측장부터는 반대 부호의 신호가 나타나는 것을 확인할 수 있다. 동아시아(110~160°E, 10~60°N) 영역 평균된 선행시간별 패턴상관계수(PCC)를 통해 예측성 변화를 확인할 수 있다(Figure 6.14).

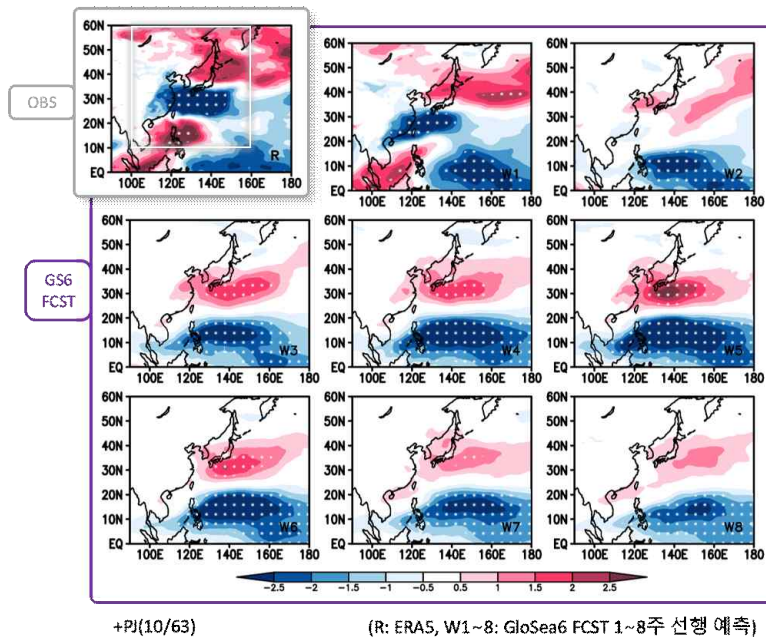


Figure 6.13. Composite of 850hPa zonal wind anomalies during positive phase of Pacific-Japan pattern in reanalysis (R) and climate forecast system (W1~8).

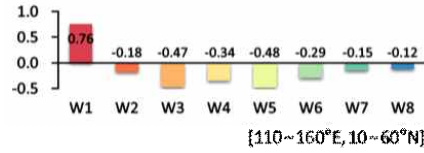


Figure 6.14. Predictability of lower-level atmosphere over western North Pacific and East Asia during positive phase of Pacific-Japan pattern.

여름철 기후모드 지수 예측성을 살펴보면, 전지구 원격상관 지수와 태평양-일본 패턴 지수 모두 2주 이상의 선행 예측성을 기대하기 어려운 것으로 분석된다(Figure 6.15).

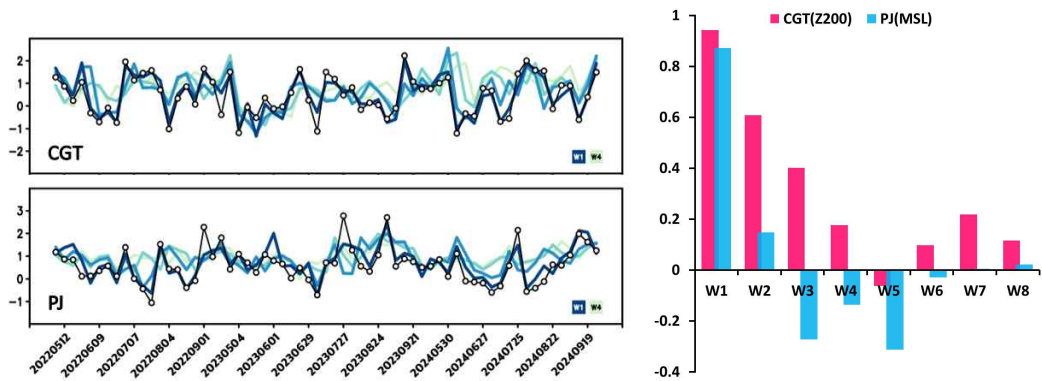


Figure 6.15. Predictability of circumpolar teleconnection and Pacific-Japan pattern indices based on forecast lead time.

6.3.2. 겨울철 기후모드 예측 특성

최근 한반도 겨울철 기후 특성을 살펴보면(Table 6.8), 2022/23년 겨울철에는 12월에 역대 4번째로 낮은 기온을 기록했으나, 이후 1~2월부터 기온이 상승하면서 3월에 역대 가장 높은 기온을 기록했다. 2023/24년 겨울철에는 12월부터 2월까지 월별 기온 순위 10위 이내의 높은 기온을 기록했으며, 2월에 역대 가장 높은 기온이 기록되었다. 2022/23년 겨울철에는 3년 연속 라니냐 발생 해의 마지막 해로 약한 라니냐 강도를 기록했으며, 2023/24년 겨울철에는 역대 5번째로 강한 엘니뇨가 발생하였다. 한반도 겨울철 기온은 엘니뇨 해 겨울철에 평년보다 높고, 라니냐 해 겨울철에 평년보다 낮은 것으로 알려져 있는데, 최근 한반도 기후 특성은 엘니뇨/남방진동 위상으로 설명이 가능하다.

Table 6.8. Monthly/annual mean temperature, anomalies, and rankings of the Korean Peninsula emphasized during winter season.

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2022년
평균(°C)	-0.8	-0.1	7.7	13.8	18.0	22.4	25.9	25.3	21.0	14.0	9.6	-1.4	12.9
편차(°C)	+0.1	-1.3	+1.6	+1.7	+0.7	+1.0	+1.3	+0.2	+0.5	-0.3	+2.0	-2.5	+0.4
순위(상위)	19	34	3	2	9	3	8	19	12	27	4	47	9

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2023년
기온(°C)	-0.6	2.5	9.4	13.1	17.9	22.3	25.5	26.4	22.6	14.7	7.9	2.4	13.7
평균편차(°C)	+0.3	+1.3	+3.3	+1.0	+0.6	+0.9	+0.9	+1.3	+2.1	+0.4	+0.3	+1.3	+1.2
순위	18	10	1	9	10	4	12	6	1	16	21	10	1

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2024년
기온(°C)	0.9	4.1	6.9	14.9	17.7	22.7	26.2	27.9	24.7	16.1	9.7	1.8	14.5
평균편차(°C)	+1.8	+2.9	+0.8	+2.8	+0.4	+1.3	+1.6	+2.8	+4.2	+1.8	+2.1	+0.7	+2.0
순위	6	1	11	1	14	1	5	1	1	2	3	19	1

	1월	2월	3월	4월	5월	6월	7월	8월	9월	10월	11월	12월	2025년
기온(°C)	-0.2	-0.5	7.6	13.1	16.8	22.9	27.1	27.1	23.0	16.6			
평균편차(°C)	+0.7	-1.7	+1.5	+1.0	-0.5	+1.5	+2.5	+2.0	+2.5	+2.3			
순위	14	15	7	10	33	1	2	2	2	1			

※ 평년편차: 전국 월평균 - 해당 월 평년값(1991~2020년) | 빨간색: 평년보다 높음, 파란색: 평년보다 낮음

한반도의 겨울철 기후는 단순히 지역적 기상 요인보다는, 북반구 중위도-고위도 대기 순환, 해양 상태, 원격상관 등 대규모 기후 변동성의 영향을 받는다. 한 연구에서는 경험적 직교함수 분석을 통해, 500hPa 지위고도장의 전지구 겨울철 주요 모드로 북극 진동이 지배적임을 밝히고, 또한 월별로는 태평양-북미 패턴(Pacific-North American pattern, PNA), 유라시아 패턴(Eurasia pattern, EU), 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation, NAO) 등 다양한 패턴이 나타나며, 이들 패턴이 한반도 겨울철 기온 변동성과 높은 상관을 보인다고 보고되었다. 즉, 한반도의 겨울 기온은 단일 패턴보다는 여러 원격상관 모드의 조합 혹은 시기별 우세 패턴에 따라 영향을 받는다.

유라시아 패턴은 유라시아 대륙 및 시베리아, 유럽, 아시아 중위도 지역을 포함하는 지역에서 나타나는 대기 순환의 주요 변동 모드 중 하나로, 500hPa 지위고도 혹은 해면기압장의 주성분 분석에서 나타난다(Figure 6.16). 유라시아 패턴은 위도 간 고기압-저기압 배치나 블로킹, 고기압/저기압의 위치 변화 등을 포함할 수 있다. 유라시아 패턴은 특히 겨울철, 유라시아 대륙의 냉각 또는 온난화, 시베리아 고기압의 발달과 유럽-아시아 지역의 한파 및 강수/기온 변동과 밀접한 관련이 있다고 여겨진다. 선행 연구에서는 이 패턴을 통해 한국을 포함한 동아시아 겨울 기후 변동성을 설명하려는 시도가 있었다. 또한, 유라시아 지역의 가을철 눈덮임 변동이 이후 겨울철 북대서양 진동과 북대서양-유라시아 기후에 영향을 준다는 연구도 존재한다. 즉, 유라시아 패턴은 북반구 내륙 지역 중심의 원격상관 모드라 할 수 있고, 북극, 대서양, 태평양 등 주변 요소들과의 상호작용을 통하여 겨울철 기후를 조절하는 중요한 모드이다.

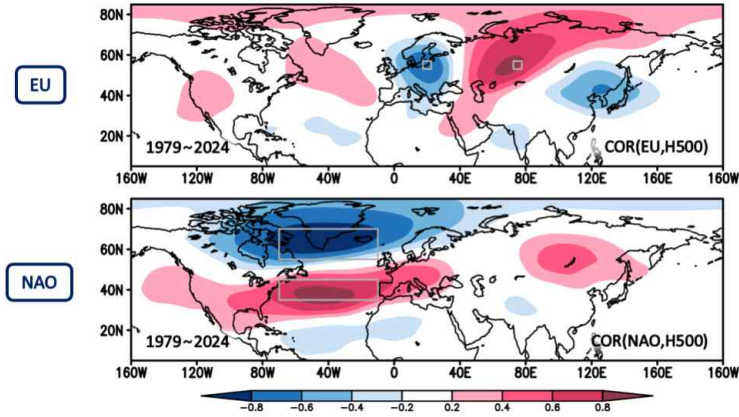


Figure 6.16. Correlations of 500hPa geopotential height anomalies with Eurasian pattern (top) and North Atlantic Oscillation (bottom).

북대서양 진동은 북대서양 지역에서 아조레스 고기압(Azores High)과 아이슬란드 저기압(Iceland Low) 간 해면기압 기울기의 변동을 반영하는 모드이다. 북대서양 진동은 북대서양의 제트 기류, 폭풍 트랙(storm track), 서풍 제트의 세기와 위치에 강한 영향을 주며, 유럽, 북미 동부, 북대서양 연안의 겨울철 기후에 결정적 영향을 미친다. 북대서양 진동의 양의 위상에서는 중위도 서풍이 강화되고 북대서양 제트가 북쪽으로 치우치며, 북유럽·북미 동부에 상대적으로 온난하고 습한 겨울을 경험하는 반면, 남유럽이나 지중해 지역은 건조하고 북미 동부 내륙은 추워지는 경향을 보인다. 반대로 음의 위상에서는 서풍 약화, 제트 남하, 북대서양 폭풍 트랙 약화 등으로 다른 원격 지역의 기후 변동을 유도한다. 그만큼 북대서양 진동의 사회경제적 영향은 매우 크며, 유럽의 강수·홍수, 폭풍 피해, 에너지, 수자원, 농업, 건강 등의 측면에서 중요성이 높다.

유라시아 패턴 지수는 시베리아(75°E, 55°N) 지역과 스칸디나비아/폴란드(20°E, 55°N) 지역 간 500hPa 지위고도 편차의 차로 계산되며, 북대서양 진동 지수는 아조레스(70~10°W, 35~45°N) 지역과 아이슬란드(70~10°W, 55~70°N) 지역 간 500hPa 지위고도 편차의 차로 계산된다(Figure 6.16). 유라시아 패턴과 북대서양 진동의 지수를 산출하고 패턴을 분석하는 중층 지위고도 변수의 기후예측모델 과거재현 1개월 선행 예측성을 살펴보면, 유라시아 대륙 서안에 위치하는 발트해 지역의 중층 지위고도 예측성이 낮은 것을 확인할 수 있다(Figure 6.17).

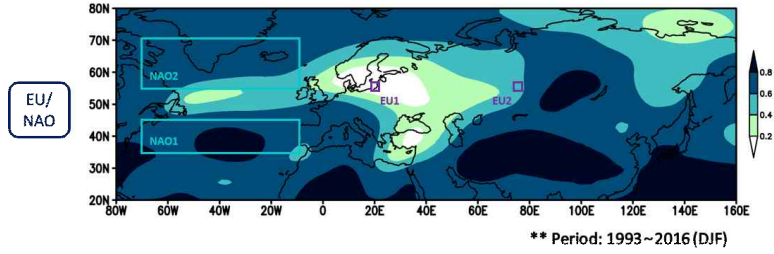


Figure 6.17. Anomaly correlation coefficients of 500hPa geopotential height between GloSea6 hindcast and ERA5 reanalysis.

기후예측모델 예측자료 기간 겨울철에 해당하는 2022~2025년 11~3월 동안 재분석(ERA5) 자료 기반으로 일별 기후지수를 산출하였다(Figure 6.18). 최근 기간에는 유라시아 패턴 지수와 북대서양 진동 지수 모두 양의 값 발생이 우세하고, 북대서양 진동의 지속기간(연속 발생일수)이 유라시아 패턴에 비해 길게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 이는 북대서양 진동이 겨울철 한반도 중층 대기에 미치는 효과가 유라시아 패턴이 미치는 영향에 비해 오래 지속될 수 있음을 암시한다.

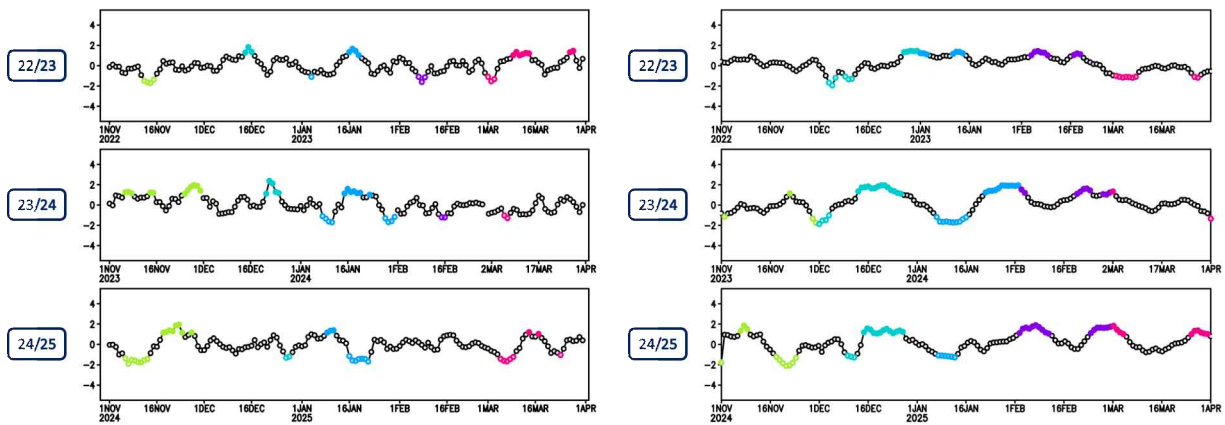


Figure 6.18. Daily indices of Eurasian pattern (left) and North Atlantic Oscillation (right).

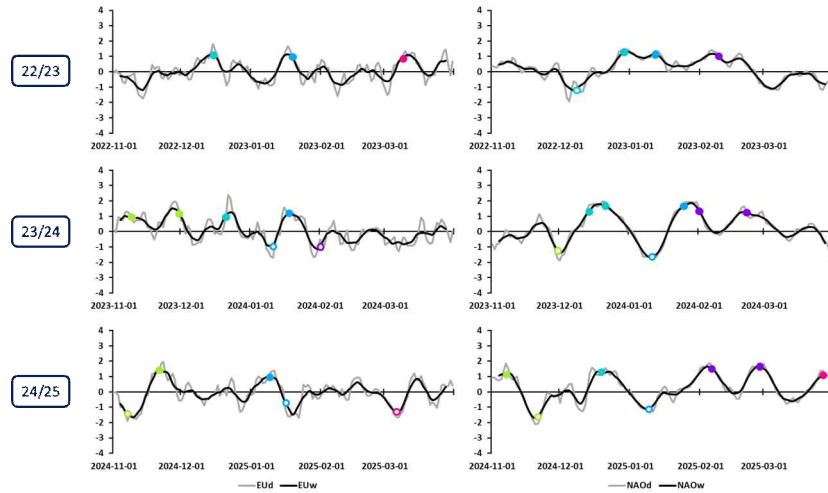


Figure 6.19. Daily (gray) and weekly (black) indices of Eurasian pattern (left) and North Atlantic Oscillation (right) with defined events (circle).

여름철 기후모드 이벤트 정의와 동일하게 재분석 자료 기반 일별 기후지수를 7일 평균하고, 지수가 $+1\sigma$ 표준편차보다 크면 양의 위상 이벤트, -1σ 표준편차보다 작으면 음의 위상 이벤트로 정의하였다(Figure 6.19). 단, 유라시아 패턴의 경우 통계적으로 유의한 결과 도출을 위해 이벤트 정의 기준을 $\pm 1\sigma$ 표준편차에서 $\pm 0.9\sigma$ 표준편차로 하향하고 표본 수를 증가시켰다. 7일 평균을 통해 중관규모 변동성을 제거하고, 주~계절 시간규모의 신호는 보존하면서 일정 기간 이상 지속된 이벤트를 선정할 수 있다. 일련의 과정을 통해 2022~2025년 겨울철 65주 동안 9회의 양의 위상 유라시아 패턴과 13회의 양의 위상 북대서양 진동 이벤트를 정의하였다(Table 6.9).

Table 6.9. Classification of Eurasian pattern and North Atlantic Oscillation events by year and phase.

	+EU	-EU		+NAO	-NAO
22/23	1215, 0119, 0309		22/23	1229, 0112, 0209	1208
23/24	1109, 1130, 1221, 0118	0111, 0201	23/24	1214~1221, 0125~0201, 0222	1130, 0111
24/25	1121, 0109	1107, 0116, 0306	24/25	1107, 1219, 0206, 0227, 0327	1121, 0109

유라시아 패턴은 북반구 겨울철에 유라시아 대륙을 횡단하는 준정상파 형태의 원격상관이다. 전통적으로는 유럽 북부, 시베리아/중앙유라시아, 동아시아 부근을 중심으로 기압/지위고도 변화의 주요 중심이 위치한다고 정의된다. 최근 연구에서는 이 패턴이 고정된 3개 중심만이 아니라 발달~소멸 단계에 따라 4개 이상의 중심을 보이기도 한다고 보고되었다. 예컨대, 유라시아 패턴의 형성기에는 북대서양, 폴란드 부근, 시베리아, 일본 부근 등 4개의 지위고도 중심이 시차를 두고 출현하다가, 소멸기에는 3개 중심으로 축소된다는 분석이 있다. 이처럼 유라시아를 가로지르는 파동은 상층 대기에서 정체하는 준정상파로 전파되며, 이 파동의 동쪽 하류(downstream)인 동아시아 주변까지 도달할 수 있다는 것이 유라시아 패턴의 동아시아 영향 경로이다. 특히, 최근의 관측 및 재분석 연구에서는 유라시아 패턴의 일별 변동성을 지표화한 지수를 사용하여 유라시아 패턴의 위상에 따라 동아시아 지역 겨울철 기상/기후 변동성이 통계적으로 증가한다는 것을 보였다.

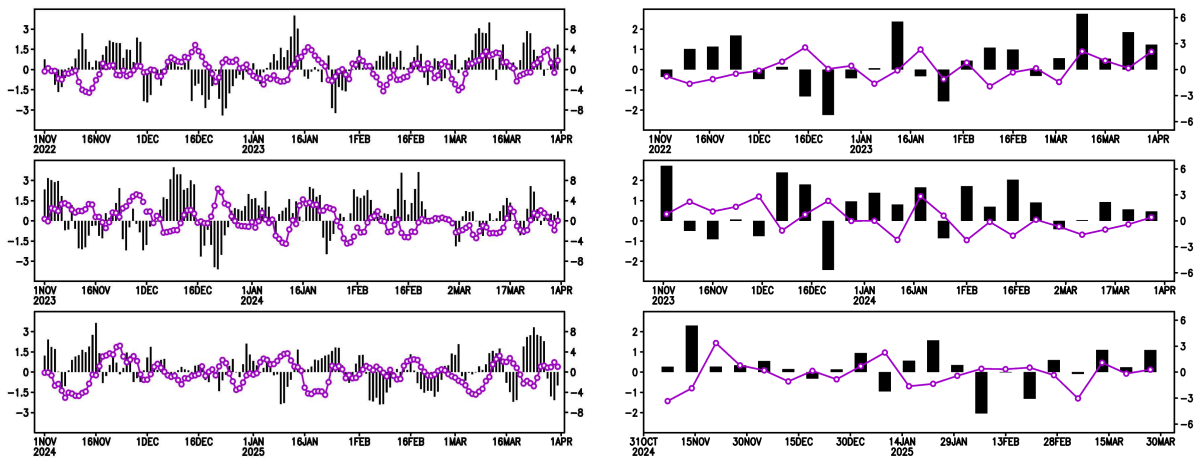


Figure 6.20. Daily (left) and weekly (right) variation of Eurasian pattern and observed temperature anomalies over Korea.

Sung et al. (2009)은 일별 유라시아 패턴의 절정을 기준으로 선행/지연 합성도 분석을 수행하였는데, 양의 위상 유라시아 패턴의 절정 이후 약 3일 이내에 동아시아에서 기온 급강하(한파) 이벤트가 빈번하게 발생한다는 것을 보였다. 같은 연구에서 온도 변화와 함께 강한 바람의 유입이 관측되었고, 이는 상층 준정상파 변화에 따른 하층 대기 순환 변화가 찬 공기의 남하로 이어지는 메커니즘을 설명한다. 후속 연구에서는 유라시아 패턴이 동아시아 겨울 몬순을 조절하거나, 시베리아 고기압, 동아시아 기압골 및 아열대 제트 변화를 유도한다고 분석한 바 있다. 또한, 유라시아 패턴은 단순히 월평균 또는 계절 평균 기후와의 상관성뿐 아니라, 단기 기상 변화 이벤트의 발생 확률을 높이는 방아쇠 역할을 할 수 있음이 제시되었다.

유라시아 패턴의 동아시아 영향은 연도에 따라, 또는 시기(파동의 발생 시점, 강도, 전파 속도 등)에 따라 다르다. 예컨대, 유라시아 패턴이 뚜렷한 위상을 보이지 않거나 파동이 동아시아 지역까지 전파되지 않으면, 한반도 기후에 유의미한 영향이 없을 수 있다. 이런 비정상성

은 재현성과 예측의 어려움을 의미한다. 실제로 일부 통계 분석에서는 모든 한파 이벤트가 유라시아 패턴 위상 변화와 일치하지 않는다고 언급된다. 동아시아 겨울 기후에는 단순히 유라시아 패턴뿐만 아니라, 북극 진동, 시베리아 고기압, 해빙/눈덮임 상태, 해양 상태(해수면 온도, 해빙 변화) 등 여러 요인들이 복합적으로 관여한다. 특히, 어떤 해에는 북극 진동 또는 시베리아 고기압 변화가 주도적일 수 있어, 유라시아 패턴의 효과가 오히려 상쇄되거나 모호해지는 경우가 많다. 원격상관 절정 시점을 기준으로 한 단기 영향(수일 단위의 한파 예측)은 성과가 있지만, 계절 평균이나 월평균 시간규모에서 이 패턴이 특정 해 겨울철 전체에 어떤 기후 원격상관을 가져올지를 예측하는 데는 한계가 있다. 이는 파동의 시공간 전파의 복잡성과 비선형성 때문이다.

2022~2025년 겨울철 동안 유라시아 패턴과 한반도(62개 관측지점 평균) 겨울철 기후(평균 기온·최저기온·최고기온·강수량) 편차 간 상관관계를 살펴보면(Figure 6.20), 일별 기후지수와 한반도 겨울철 기후 간 상관관계는 전체 기간 평균과 개별 해에서 모두 낮다. 주별 시간규모에서는 유라시아 패턴과 2023/24년 겨울철 평균/최고기온 간 음의 상관관계가 통계적으로 유의하게 나타나며, 이는 양(음)의 위상 유라시아 패턴 발생 시 한반도 평균/최고기온 감소(증가)가 나타남을 의미한다.

COR(Daily)		22/23	23/24	24/25	TOT	COR(Weekly)		22/23	23/24	24/25	TOT
EU	T(KOR _{STN})	-0.03	-0.26	-0.19	-0.16	EU	T(KOR _{STN})	-0.02	-0.43*	-0.25	-0.22
	T _{MIN} (KOR _{STN})	-0.04	-0.18	-0.17	-0.12		T _{MIN} (KOR _{STN})	-0.04	-0.33	-0.31	-0.20
	T _{MX} (KOR _{STN})	-0.05	-0.32	-0.24	-0.20		T _{MX} (KOR _{STN})	-0.04	-0.50*	-0.24	-0.25
	PR(KOR _{STN})	-0.06	0.08	0.09	0.06		PR(KOR _{STN})	-0.14	0.14	-0.04	0.07

Figure 6.21. Correlation coefficients of Eurasian pattern index and winter climate anomalies over Korea.

일별 유라시아 패턴 지수와 동아시아 기후 간 선행/지연 상관관계를 살펴보면 2022~2025년 동안 유라시아 패턴은 평균적으로 동아시아 평균기온을 약 3일 선행하는 것으로 분석되며, 주별 시간규모 이상에서는 동시 상관관계를 가지는 것으로 이해하고 분석하였다.

북대서양 진동은 북대서양 지역 아이슬란드 저기압과 아조레스 고기압 간의 기압차 변동에 기반한 북대서양-유럽 중심의 대표적인 대기 순환 패턴이다. 전통적으로 유럽 및 북대서양 연안 지역 기후 영향을 설명하는 데 중요하다. 그럼에도 불구하고, 최근 연구에서는 북대서양 진동의 위상 변화가 유라시아 대륙을 통해 동아시아까지 영향을 미칠 수 있다는 통계적/역학적 증거가 증가하고 있다. 구체적으로, 북대서양 진동의 성숙 단계에서 형성된 상층 기압/지위고도 편차가 준정상성 로스비 파동 형태로 유라시아를 가로질러 동쪽으로 전파되며, 하류(downstream)에 해당하는 동아시아 지역에 영향을 줄 수 있다는 메커니즘이 제시된다.

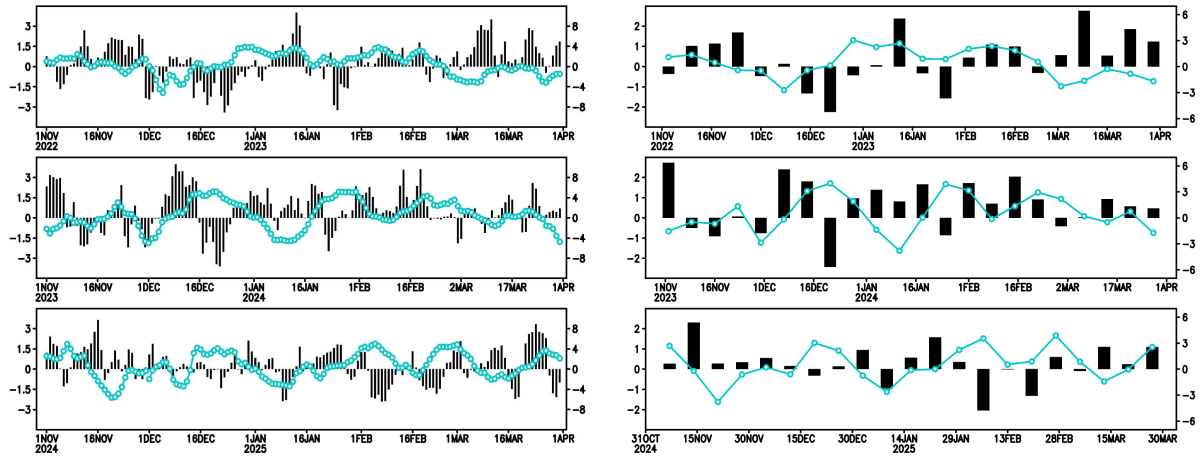


Figure 6.22. Daily (left) and weekly (right) variation of North Atlantic Oscillation and observed temperature anomalies over Korea.

Bollasina and Messori (2018)에서는 5일 평균된 재분석 자료로 정의한 북대서양 진동 지수를 사용하여 북대서양 진동 성숙 단계 위상 이후 약 5~10일 후에 동아시아 지역에서 유의한 기온 및 강수 편차가 나타난다는 통계적 결과를 보였다. 이 연구에서는 북대서양 진동 위상 변화가 유라시아 중위도/고위도 로스비파 전파를 통해 동아시아의 상층 대기 순환 변동과 기온/강수 변화를 유도하는 일련의 원격상관 프로세스를 제시하였다. 북대서양 진동이 동아시아에 미치는 영향에 관한 연구는 많지만, 북대서양 진동 위상 변화가 항상 정형화된 한파 반응으로 이어지는 것은 아니다. 북대서양 진동의 하류 영향은 대체로 계절내 시간규모에서 나타나며, 계절 전체의 평균 기후를 결정짓는 주요 요인으로 보기는 어렵다. 북대서양 진동이 만들어내는 유라시아 파동이 실제로 동아시아까지 도달하려면, 북극 및 북대서양 주변의 해빙·눈덮임 상태, 대기 제트 기류의 위치, 시베리아 고기압의 세기, 동아시아 주변 해양 및 지면 상태(눈덮임, 토양 수분) 등 여러 조건이 맞아야 한다. 이들 조건이 매년 달라지기 때문에 북대서양 진동의 영향이 항상 동일하게 발현되지는 않는다. 최근 북극의 빠른 온난화, 해빙 변화, 유라시아 대륙의 눈덮임 변화 등으로 과거 수십 년 간의 통계적 관계가 변화하고 있다. 북대서양-유라시아-동아시아 원격상관 강도나 경로 또한 변화할 수 있으며, 북대서양 진동이 과거와 달리 동아시아 기후 예측인자로서의 한계를 가질 수 있다.

2022~2025년 겨울철 동안 북대서양 진동과 한반도(62개 관측지점 평균) 겨울철 기후(평균 기온·최저기온·최고기온·강수량) 편차 간 상관관계를 살펴보면(Figure 6.22), 일별 기후지수와 한반도 겨울철 기후 간 상관관계는 전체 기간 평균과 개별 해에서 모두 낮다. 주별 시간규모에서도 북대서양 진동과 2023/24년 겨울철 평균/최고기온 간 통계적으로 유의한 상관관계는 나타나지 않는다.

COR(Daily)		22/23	23/24	24/25	TOT	COR(Weekly)		22/23	23/24	24/25	TOT
NAO	T(KOR _{STN})	-0.01	-0.05	-0.11	-0.06	NAO	T(KOR _{STN})	-0.08	-0.18	-0.20	-0.15
	T _{MIN} (KOR _{STN})	0.02	0.02	-0.09	-0.01		T _{MIN} (KOR _{STN})	0.02	-0.07	0.18	-0.07
	T _{MX} (KOR _{STN})	-0.04	-0.09	-0.11	-0.08		T _{MX} (KOR _{STN})	-0.14	-0.21	-0.20	-0.18
	PR(KOR _{STN})	0.17	0.15	0.10	0.14		PR(KOR _{STN})	0.31	0.20	0.12	0.19

Table 6.10. Correlation coefficients of North Atlantic Oscillation index and winter climate anomalies over Korea.

일별 북대서양 진동 지수와 동아시아 기후 간 선행/지연 상관관계를 살펴보면 2022~2025년 동안 북대서양 진동과 동아시아 평균기온 간 선행/지연 상관관계는 매우 낮게 나타난다.

2022~2025년 겨울철 동안 발생한 양의 위상 유라시아 패턴 이벤트의 500hPa 지위고도 편차 합성도 분석을 통해 선행 시간별 기상청 기후예측모델 예측자료에서 나타나는 대기 패턴 모의 성능을 살펴보았다(Figure 6.23). 재분석 자료에서는 양의 위상 유라시아 패턴 이벤트 발생 시 유럽(발트해) 지역에 저기압 편차, 시베리아 지역에 고기압 편차가 뚜렷하게 나타나고 있으나, 기후예측모델 예측장에서는 전반적으로 신호가 약하고 5주 선행 예측부터 유라시아를 가로지르는 주요 중심위치가 상당히 달라지는 것을 확인할 수 있다. 기후예측모델에서 약하게 나타나는 신호의 강도를 고려하면 4주 선행 예측자료의 유라시아 패턴 예측성은 상당히 예보에 활용 가능한 것으로 판단된다. 북반구 30~70°N 영역 평균된 선행시간별 패턴상관계수(PCC)를 통해 예측성 변화를 확인할 수 있다(Figure 6.24).

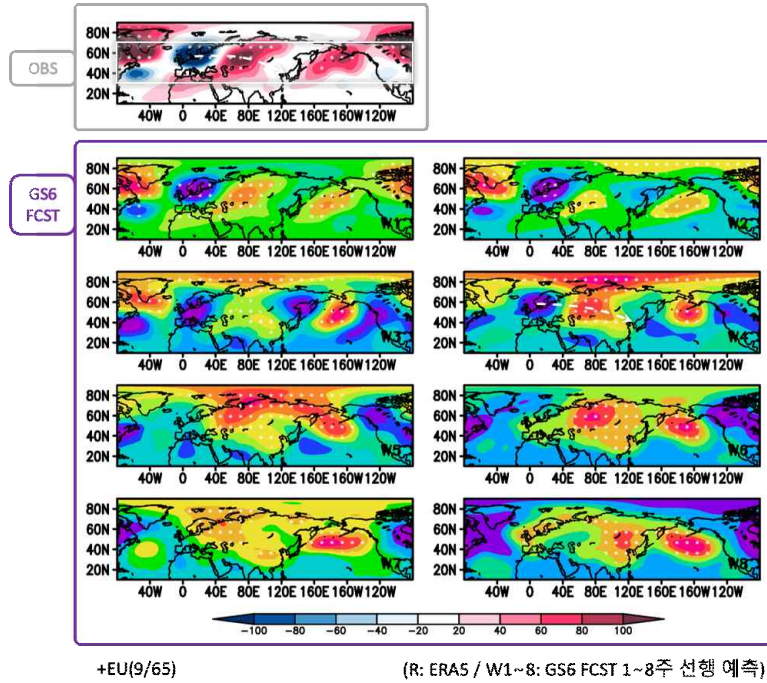


Figure 6.23. Composite of 500hPa geopotential height anomalies during positive phase of Eurasian pattern in reanalysis (R) and climate forecast system (W1~8).

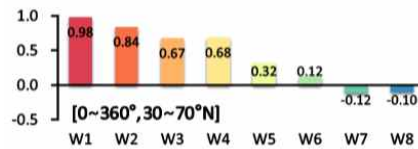


Figure 6.24. Predictability of mid-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of Eurasian pattern.

2022~2025년 겨울철 동안 발생한 양의 위상 북대서양 진동 이벤트의 500hPa 지위고도 편차 합성도 분석을 통해 선행 시간별 기상청 기후예측모델 예측자료에서 나타나는 대기 패턴 모의 성능을 살펴보았다(Figure 6.25). 재분석 자료에서는 양의 위상 북대서양 진동 이벤트 발생 시 서유럽~시베리아 지역과 동아시아 지역에 고기압 편차가 나타나고 있으나, 기후예측모델 예측장에서는 전반적으로 신호가 약하고 2주 선행 예측부터 북대서양 해역에서 쌍극 패턴이 상당히 달라지는 것을 확인할 수 있다. 기후예측모델에서 약하게 나타나는 신호의 강도를 고려하면 3~4주 선행 예측자료의 북대서양 진동 예측성은 시베리아와 동아시아 지역을 중심으로 예보에 부분적으로 활용 가능할 것으로 판단된다. 북반구 30~70°N 영역 평균된 선행시간별 패턴상관계수(PCC)를 통해 예측성 변화를 확인할 수 있다(Figure 6.26).

겨울철 기후모드 지수 예측성을 살펴보면, 유라시아 패턴 지수와 북대서양 진동 패턴 지수 모두 2주 이상의 선행 예측성을 기대하기 어려운 것으로 분석된다(Figure 6.27).

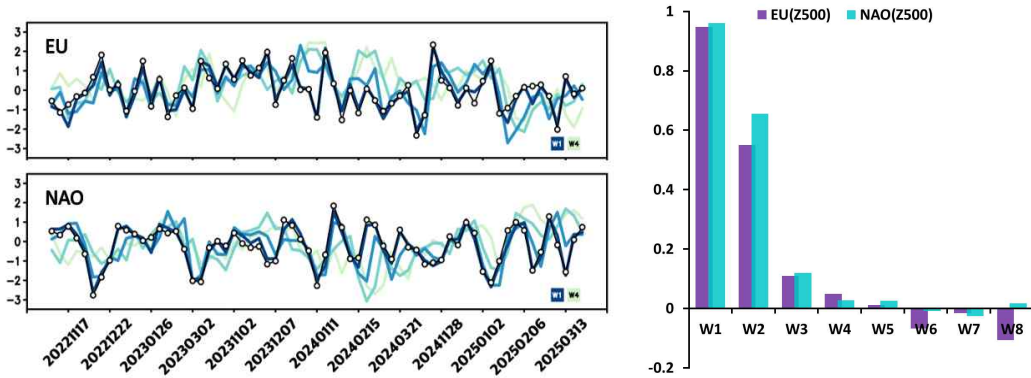


Figure 6.27. Predictability of Eurasian pattern and North Atlantic Oscillation indices based on forecast lead time.

북극 진동의 양의 위상에서는 북극 주변의 저기압이 강해지고 중위도-고위도 간 기압 차가 커짐에 따라 북극 지역의 찬 공기가 남하하는 것이 억제되어 중위도 지역이 비교적 온화해지는 경향이 있다. 반면, 음의 위상에서는 북극 저기압 약화로 북극 지역의 찬 공기가 중위도 지역으로 남하하면서 한랭한 겨울철 기후가 나타날 가능성이 높아진다. 북극 진동은 북반구의 전체적인 겨울철 기후, 특히 중위도 지역의 한파, 기온 급변화, 강설 등에 중요한 역할을 하므로 한파 예측, 재해 대비, 수문/에너지 계획 등에 유용한 지표로 여겨진다.

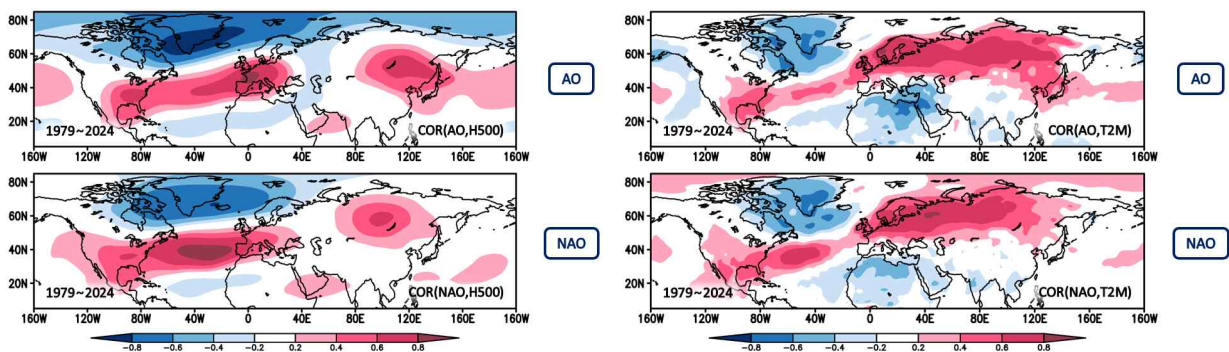


Figure 6.28. Correlations of 500hPa geopotential height (left) and 2m temperature (right) anomalies with Arctic Oscillation (top) and North Atlantic Oscillation (bottom).

장기 관측과 재분석 자료를 기반으로 한 선행 연구에 따르면 북극 진동 지수와 한반도 겨울철 지상기온 간 유의한 양의 상관관계가 존재한다(Figure 6.28). 다만 이 상관성은 시공간적

으로 일정하지 않으며, 특정 시기에는 상관계수가 높았지만 다른 시기에는 낮아지는 수십년 규모의 변동이 있다. 이런 변화의 원인으로서는 북태평양-한반도 주변의 평균 흐름의 변화가 제시된다. 관련 연구에 따르면, 최근 수십 년 사이 북극 진동 관련 해면기압 변화가 북태평양 중심에 치우치면서 한반도에 대한 온도 이류 효과가 약해졌다. 북극 진동은 한반도 겨울철 기온 변동성의 주요 요인 중 하나이지만, 그 영향은 기간, 평균 흐름, 다른 기후모드들과의 상호작용 등에 따라 달라져 왔다. 앞서 언급된 주성분 분석 기반 연구에서는 월별 겨울 기온 변동에 대해 한반도는 계절 전체로 봤을 때 북극 진동의 영향을 가장 크게 받지만, 세부적으로는 한반도 겨울철 기후가 단일 모드가 아니라 월별로 우세한 원격상관 패턴이 바뀌는 동적 구조 아래 놓여 있음을 보여준다. 따라서 한반도 겨울철 기온, 한파, 폭설, 강수 등 기상-기후 현상은 단일 지수만이 아니라 다중 원격상관 패턴의 조합, 기간, 상호작용 등에 의해 좌우될 수 있다.

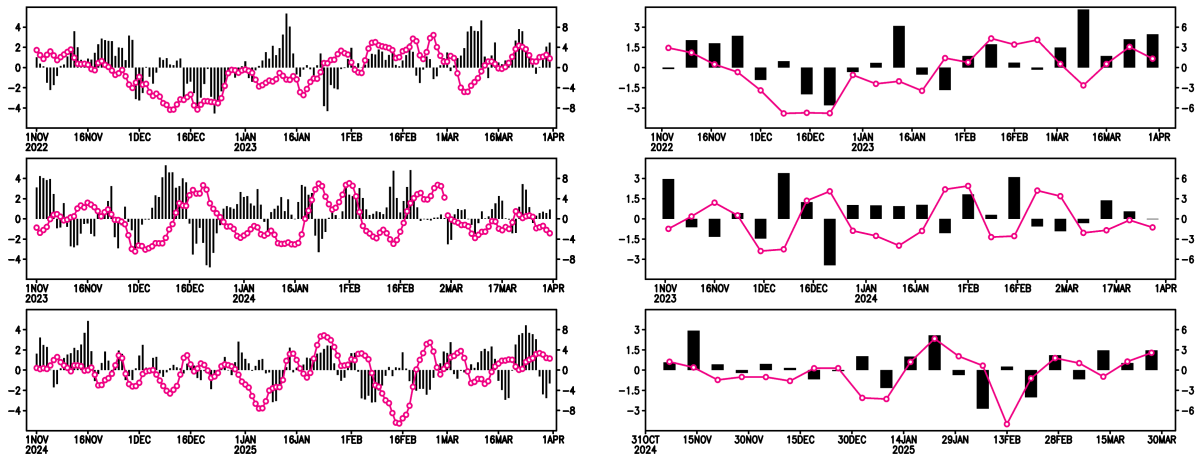


Figure 6.29. Daily (left) and weekly (right) variation of Arctic Oscillation and observed temperature anomalies over Korea.

2022~2025년 겨울철 동안 발생한 양의 위상 북극 진동 이벤트의 500hPa 지위고도 편차 합성도 분석을 통해 선행 시간별 기상청 기후예측모델 예측자료에서 나타나는 대기 패턴 모의 성능을 살펴보았다(Figure 6.30). 재분석 자료에서는 양의 위상 북대서양 진동 이벤트 발생 시 서유럽~시베리아 지역과 동아시아 지역에 고기압 편차가 나타나고 있으나, 기후예측모델 예측장에서는 전반적으로 신호가 약하고 3주 선행 예측부터 북대서양 해역을 중심으로 대기 패턴이 상당히 달라지는 것을 확인할 수 있다. 그럼에도 불구하고 기후예측모델에서 약하게 나타나는 신호의 강도를 고려하면 4~5주 선행 예측자료까지도 북극 진동 예측성은 시베리아~동아시아 지역을 중심으로 예보에 일부 참고 활용 가능할 것으로 판단된다. 북반구 30~70°N 영역 평균된 선행시간별 패턴상관계수(PCC)를 통해 예측성 변화를 확인할 수 있다(Figure 6.31).

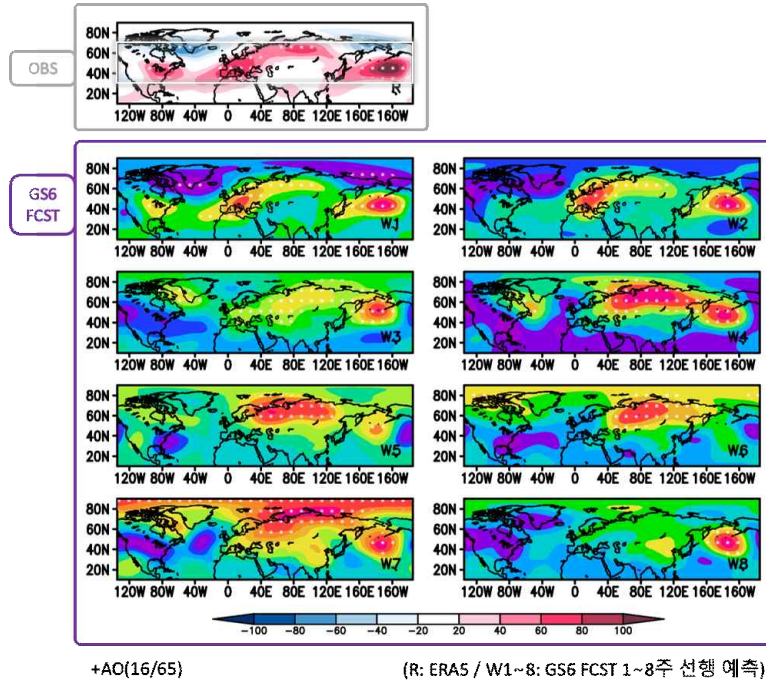


Figure 6.30. Composite of 500hPa geopotential height anomalies during positive phase of Arctic Oscillation in reanalysis (R) and climate forecast system (W1~8).

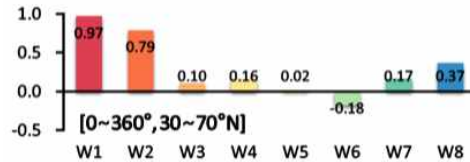


Figure 6.31. Predictability of mid-level atmosphere in the Northern hemisphere mid-latitudes during positive phase of Arctic Oscillation.

선행 연구에서는 북극 진동과 한반도 기온 간 상관관계가 과거에 비해 최근 몇십 년간 약화되었다는 것을 보여준다. 이는 북태평양을 포함한 평균 흐름 경로, 해양-대기 상호작용, 해빙/빙권 변화 등 배경 환경의 변화가 이전의 원격상관을 약화시켰을 가능성을 시사한다. 겨울철 기후는 여러 인자가 함께 작용하므로 단일 지표만으로 겨울 기후를 예측하거나 설명하는 것은 제한이 있다. 특히, 엘니뇨/남방진동과 북극 진동 등 서로 다른 원격상관의 상호작용, 또는 비선형 효과가 중요하다는 연구도 있다. 한반도를 포함한 동아시아-북태평양 영역에서는, 북극 온난화, 해빙 감소, 지구 온난화 등 지구적/지역적 변화가 진행 중이다. 이런 변화들이 평균 상태(mean state), 제트류, 해빙-대기 상호작용, 해양 순환 등을 바꾼다면, 과거의 통계적 관계가 앞으로도 그대로 유지될 것이라는 보장은 없다. 실제 일부 연구에서는, 과거에 강했던 북극 진동과 한파 간 연계성이 최근 들어 약해진 점을 지적하고 있으며, 이는 과거의 경험이 미래를 보장하지 않는다는 것을 보여준다.

6.3.3. 원격상관 예측성 한계

전지구 원격상관과 태평양-일본 패턴은 기후 시스템의 중요한 변동성 모드로 이를 정확하게 모의하는 것은 기후 모델링에서 중요한 도전 과제이다. 전지구 원격상관과 태평양-일본 패턴은 북반구 여름철 기후에 영향을 미치는 대규모 기후 시스템이기 때문에, 이를 정확하게 예측하는 것은 강수, 기온, 폭염, 태풍 활동 등을 포함한 여러 기후 현상을 정확하게 예측하는 데 필수적이다. 그러나 기후 모델이 이러한 패턴을 얼마나 정확하게 모사할 수 있는지에는 모의 성능과 한계가 존재한다.

전지구 원격상관은 북반구 여름철 대기 순환에서 중요한 파동 구조를 형성하는데, 이 구조는 대기 순환과 해양-대기 상호작용에 의해 결정된다. 기후모델에서 전지구 원격상관 모의 성능은 다음과 같은 특징을 가진다. 고해상도 모델이 전지구 원격상관의 주요 대기 파동을 더 잘 포착하는 경향이 있다. Wang et al. (2012)는 고해상도 기후 모델에서 전지구 원격상관의 파동 패턴을 더 정확하게 재현한다고 보고하였다. 이는 대기 순환의 미세한 변화나 열대-극지 상호작용을 더 정밀하게 반영할 수 있기 때문이다. Jiang et al. (2014)에 따르면, 전지구 원격상관은 기후모델에서 주요 대기 순환 구조를 재현할 수 있으며, 특히 상층 대기 흐름의 변화를 통해 이 패턴을 잘 포착한다고 보고되었다. 그러나 이러한 성능은 모델의 해상도와 기후 시스템의 복잡성에 따라 달라진다.

전지구 원격상관은 대기 순환의 비선형적 상호작용에 의해 형성되며, 이러한 비선형성은 모델에서 정확하게 반영하기 어려운 경우가 많다. He et al. (2019)은 기후모델이 전지구 원격상관의 비선형적 특성을 잘 반영하지 못한다고 지적했다. 전지구 원격상관은 고해상도 모델에서만 정확하게 모의된다는 연구 결과가 있다. Zhang et al. (2012)는 저해상도 모델에서 전지구 원격상관의 세밀한 변화를 포착하기 어렵다고 지적하며, 고해상도 모델에서만 전지구 원격상관의 변동성을 제대로 재현한다고 밝혔다. 전지구 원격상관은 단기적인 기후 변동성과 장기적인 패턴 변화가 동시에 나타나는 특성이 있어, 이를 시간적으로 정확하게 예측하는 것이 매우 어렵다. Yu et al. (2013)은 전지구 원격상관의 주기적이면서도 비주기적인 변화를 기후모델에서 정확히 예측하는 데 한계가 있다고 언급했다.

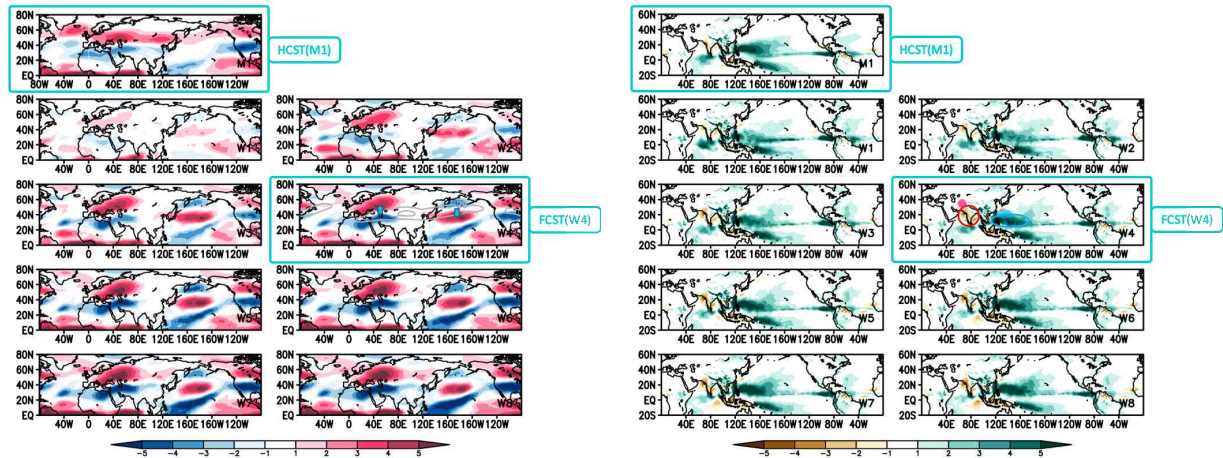


Figure 6.32. Mean biases of the 200hPa zonal winds (left) and precipitation (right) in GloSea6-GC3.2.

태평양-일본 패턴은 북서태평양 고기압의 강도와 일본 근해 해수면 온도의 변화와 밀접한 관련이 있으며, 동아시아의 기후에 중요한 영향을 미친다. 태평양-일본 패턴은 기후모델에서 강수와 태풍 경로를 결정하는 중요한 요소로, 기후모델에서 이를 정확히 모의하는 성능은 중요한 연구 주제이다. Kosaka and Nakamura (2006)는 북서태평양 고기압의 변화가 태평양-일본 패턴을 강화하거나 약화시키는 주요 요인이라고 밝혔으며, 기후모델에서 북서태평양 고기압의 변화를 정확히 모의하는 것이 중요하다고 언급했다. 고해상도 기후모델에서는 이러한 변화를 보다 정확하게 반영할 수 있다.

태평양-일본 패턴은 일본 근해 해수면 온도의 변화와 밀접하게 연결되어 있다. Kikuchi et al. (2012)는 기후모델에서 해수면 온도 변화를 잘 반영할 경우, 태평양-일본 패턴의 변동을 정확하게 재현할 수 있다고 보고하였다. 이는 대기-해양 상호작용을 모델링하는 데 중요한 성과이다. 태평양-일본 패턴을 정확하게 모의하는 데 가장 큰 어려움은 북서태평양 고기압의 정확한 위치와 강도이다. Kosaka et al. (2010)은 기후모델이 북서태평양 고기압의 위치와 강도 변화를 정확히 반영하지 못한다고 지적했다. 북서태평양 고기압의 변화가 동아시아 기후에 미치는 영향을 잘 모의하지 못하면 태평양-일본 패턴을 정확하게 예측할 수 없다.

해수면 온도의 정확한 예측도 태평양-일본 패턴 모의의 주요 한계 중 하나이다. Yang et al. (2016)은 일본 근해 해수면 온도가 동아시아의 강수와 태풍 활동에 중요한 영향을 미친다고 밝혔지만, 기후모델에서 이 온도의 변화를 정확하게 모의하는 데 어려움이 있다고 언급했다. 태평양-일본 패턴은 동아시아 지역에서 대기 순환과 해양-대기 상호작용이 복잡하게 얽힌 결과로 나타난다. Kikuchi and Wang (2010)은 지역적 대기 순환을 정확히 모의하는 것이 태평양-일본 패턴의 정확한 예측에 중요한 과제라고 지적했다. 기후모델이 이러한 복잡한 상호작용을 충분히 반영하기 어려운 경우가 많다.

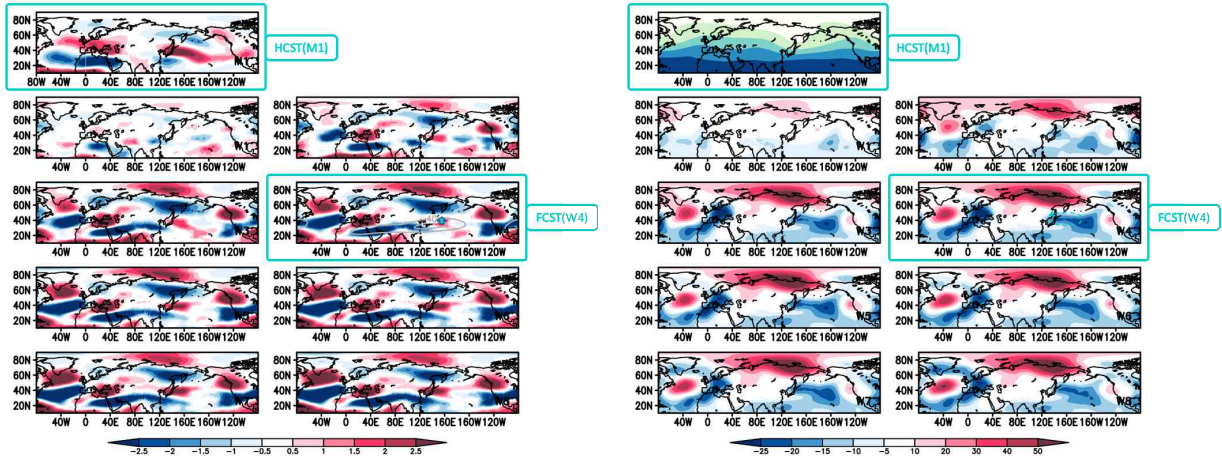


Figure 6.33. Mean biases of the 200hPa zonal winds (left) and 500hPa geopotential height (right) in GloSea6-GC3.2.

Kim et al. (2019)은 GloSea5 과거재현을 사용하여 북반구 500hPa 지위고도장을 기반으로 원격상관 패턴의 주별 예측성능을 평가하였으며, 여름철보다 겨울철에 원격상관 패턴의 예측성능이 상대적으로 더 좋았음을 보고한다. 하지만 선행 시간이 2~3주를 넘으면 예측성이 급격히 떨어지는 것으로 나타났고, 대부분의 패턴은 1주 이내 예측성만을 확보한 것으로 분석되었다. 특히 북반구 중~고위도 원격상관 모드들은 2주를 넘어서면 예측성이 급감하는 것으로 보였다. 계절내 예측 관점에서 현재 기후모델은 원격상관 모드를 통해 2~6주 정도만 제한적으로 유의한 예측 정보를 줄 수 있다는 한계를 가진다.

북극 진동과 북대서양 진동은 어느 정도 예측 가능한 신호를 가질 수 있지만 그 예측성은 높지 않고, 예측성은 지수 산출 방식, 시계열 처리 방법 등에 따라 크게 달라질 수 있다. 특히, 북대서양 진동에 대해서는 모형 내부의 잡음에 비해 예측 가능한 신호가 약하다는 근본적 한계가 지적된다. 이 문제를 신호-대-잡음(signal-to-noise) 역설이라고 부르기도 하는데, 본래 예측성이 높은 모형에서도 실제로는 모형 내부 변동성이 너무 커서 안정적인 예측을 어렵게 만든다는 분석이 나왔다. 또한, 최근 연구에서는 기후모델들이 실제 관측된 겨울철 북대서양 제트 기류 강화 추세를 거의 재현하지 못한다는 결과가 있다.

6.4. 요약

본 연구에서는 기상청 현업 기후예측모델(GloSea6-GC3.2) 일별/주별 예측(FCST) 자료를 활용하여 한반도 여름철/겨울철 계절내 기후에 영향을 미치는 기후모드의 최근 기간 패턴/지수 예측성을 진단하였다. 여름철 원격상관 인자인 전지구 원격상관과 태평양-일본 패턴의 공간 예측성 진단 결과, 예측자료에서는 초기조건의 효과가 감소하는 2주 선행 예측부터 파동의 강도, 전파 경로, 중심위치 등이 재분석 결과와 차이를 보이며 현업 장기예보에 직접 활용하는 것이 어려울 것으로 생각된다. 대안으로 통계적 후처리를 통해 예측장을 개선하고, 원격상관의 하류 지역인 동아시아 주변에 유효한 신호를 부분적으로 예보에 활용하는 방안을 제안하였다. 겨울철 원격상관 인자인 유라시아 패턴과 북대서양 진동의 공간 예측성 진단 결과, 예측자료에서는

초기조건 효과의 감소와 함께 2주 선행 예측부터 파동의 강도, 전파 경로, 중심위치 등이 재분석 결과와 차이를 보였지만, 유라시아 대륙~동아시아 지역을 중심으로 재분석 결과와 유사한 신호를 가지는 4주 선행 예측장을 직접 활용 가능한 것으로 제안하였다. 제안된 기후모드별 최적 예측자료 활용 방안은 기상청 현업 장기예보에 활용되어 예측 정확도 향상에 기여할 수 있을 것으로 생각되며, 기후예측시스템의 기후모드 예측성과 오차 특성들은 국립기상과학원 모델 개선/개발에 활용될 수 있을 것으로 생각된다(Figure 6.34).

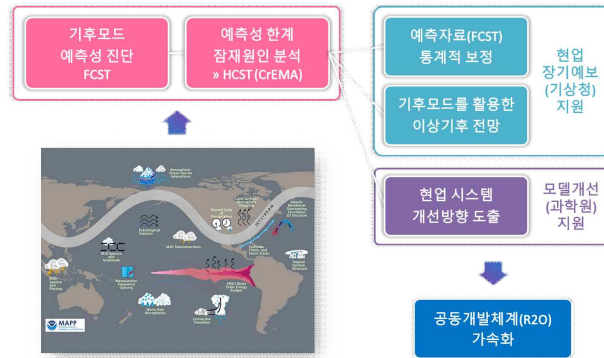


Figure 6.34. Utilization of climate forecast system diagnostic results within the Research-to-Operation process.

7. 결론

고해상도 TRIP 적용이 해양 상층 구조와 연안 담수 분포에 어떤 변화를 유도하는지 확인하였다. 여름철에는 인도양과 동인도양-중양 인도양 연안을 중심으로 상층 염분 및 SST 구조의 조정이 확인되었다. 고해상도 TRIP 적용으로 담수 유입 범위가 국지화되면서 연직 염분 대비와 혼합층 구조가 개선되는 경향이 나타났고, 이로 인해 일부 해역에서는 SST 오차가 완화되었다. 동아시아 연안에서는 하구 위치와 유출 경로가 실제 지형에 가까워지면서 국지적인 염분 및 SST 보정 효과가 확인되었다. 다만 연안 혼합, 조석, 지형 효과가 복합적으로 작용하는 지역에서는 개선과 악화가 혼재하는 비선형적 반응도 나타났다. 반면 태평양 및 ENSO 중심 해역에서는 대규모 순환의 지배력으로 인해 TRIP 적용 효과가 구조적으로 나타나기 어려웠다. 겨울철에는 계절풍 강화와 혼합층 심화로 인해 담수 변화의 영향력이 약화되며 대부분의 해역에서 변화 폭이 여름철보다 작았다. 일부 고위도에서는 지면 기반 열수지 조정(토양수분, 눈덮임 변화)에 따라 cold bias가 완화되는 경향이 있었으나, 이러한 평균장 개선이 예측 성능 향상으로 연결되지는 않았다. 이는 겨울철 기온 및 강수 예측성이 대규모 순환 구조(시베리아 고기압, 알류산 저기압, 상층 파동 활동)에 의해 강하게 지배되는 특성과 일치한다. 대기 평균장 및 예측 성능 평가에서는 고해상도 TRIP 적용에도 불구하고 기온 및 강수 ACC가 안정적으로 유지되었으며, 성능 면에서 유의미한 악화는 관측되지 않았다. 일부 지역에서 국지적인 열, 수분장 조정 효과가 확인되었지만, 대규모 예측성 개선으로 확장되지는 않았다. 기술적 측면에서는 고해상도 TRIP의 run-time 안정성이 확보되었고, 간헐적으로 발생한 blow-up 사례도 운영 환경에서 충분히 대응 가능한 수준으로 확인되었다. 이는 고해상도 TRIP이 실제 운영 시스템에 적용될 수 있는 기본적 기술 요건을 충족함을 의미한다. 종합하면, 고해상도 TRIP 적용은 예측 성능을 유지하는 범위 내에서 인도양 및 일부 연안 해역의 염분 및 SST 구조를 개선하는 효과를 제공하였다. 이러한 상층 해양 중심의 지역적 개선은 향후 유출 모수 검증, 장기 자료 기반 평가, 하천유량 관측 비교 등을 추가적으로 수행할 경우 더 안정적인 개선 신호로 확장될 가능성이 있다. 더불어 이번 분석은 현업화를 위한 기반 연구로서 중요한 의미를 갖는다. 고해상도 TRIP이 운영 시스템 수준의 수치 안정성을 확보했고, 예측 성능을 저해하지 않는 범위에서 해양 구조를 개선한다는 점이 확인되었기 때문이다. 향후 유출계수 조정, 관측 기반 유출 검증 등이 추가된다면 고해상도 TRIP 구성은 현업 계절예측 시스템의 품질 향상에 실질적으로 기여할 수 있을 것으로 판단된다.

이 연구에서는 한파와 집중호우 사례를 대상으로 고해상도 대기양상불 예측자료의 성능을 평가하였다. 고해상도 예측자료는 정교한 지형 모의를 기반으로 한 지역적 기온과 강수 분포의 개선과 장기 선행시간에서의 순환장 재현 향상 등 고해상도 모델의 잠재적 장점을 확인할 수 있었다. 일부 강수 사례에서는 3-4주 선행 강수 예측에서 고해상도 모델이 보다 조직적인 강수 발생 환경을 모의하는 등 향상 가능성을 보여주었다. 그러나, 선행 시간이 짧을 때 기온 예측에서는 초기조건 영향이 커 기존 모델과의 차이가 미미하였으며, 강수 예측에서는 사례 간 성능 편차가 커 고해상도 예측자료의 개선점을 일반화하기 어렵다는 한계가 있었다. 더불어 고해상도 예측자료는 해상도 향상에 비례하여 계산비용이 기하급수적으로 증가하기 때문에 현재 수준의 물리·역학 과정이 그대로 유지되는 상황에서 비용 대비 예측성 향상이 충분히 보장된다고 보기 어렵다. 따라서, 고해상도 예측자료는 향후 물리과정의 개선 및 모델 구조 고도화와

병행될 때 그 효용성이 극대화 될 것으로 판단되며, 운영 적용을 위해서는 다양한 극한기후 사례에 대한 추가 검증이 필수적이라 생각된다.

기후예측모델의 객관적 예측 성능을 평가하기 위한 자동화 계절 검증 체계를 구축하였다. 검증 체계는 Shell 스크립트 기반에 NCL 및 Python 코드로 구성되어 있으며, 관측 및 모델의 계절 단위 자료를 처리하여 모의 성능 진단에 필요한 산출물을 제공함으로써 모델 자료의 예측성과 신뢰도를 파악하는 데 유용하게 활용될 수 있다. 이번 연도에는 북극 기후와 동아시아 몬순에 대한 체계를 구축하였으며, 각 체계는 단순한 통계 검증을 넘어 각 기후 모드의 물리적 특성을 반영한 진단 요소를 바탕으로 모델의 성능을 평가하도록 설계되었다. 또한, 진단 결과의 정량적 개선율을 시각화한 스코어카드를 제공하여 모델의 개선 정도를 한눈에 파악할 수 있도록 하였다. 구축된 검증 체계는 현업 운영중인 GC3.2을 기준으로 삼아 추후 운영 예정인 GC5.0에 적용되었으며, 이를 통해 GC3.2 대비 GC5.0의 계절 예측 성능을 선제적으로 진단하였다. 도출된 북극 기후와 동아시아 몬순에 대한 평가 결과는 GC5.0의 모의 성능에 대한 사전 정보를 제공하고 모델의 개선점 도출을 위한 과학적 근거로 활용될 것이다.

북극 기후 계절 검증 체계는 대표 기후 인자인 북극 진동(AO)과 북극 해빙(SIC)의 예측 성능 및 북극-중위도 원격상관을 야기하는 프로세스를 진단하도록 구성되어 있다. 북극 진동의 경우, 겨울철 AO 지수 경년변동성이 2배 이상 크게 개선되었고 기온 연직구조 및 순압 구조의 모의 개선이 보였다. AO 발달의 프로세스를 진단하기 위해 늦가을 유라시아 눈덮임을 주요 선행 인자로 보았을 때, 11월 눈덮임 증가는 유라시아 대륙에서 음의 AO와 유사한 패턴을 야기하며 GC5.0에서 모의 개선을 보였다. 이는 상층 동서바람 편차 및 하층 하향 E-P flux 강도가 다소 개선된 효과로 보이나, 여전히 성층권 극 소용돌이와 파동 전파를 과소 모의한다. 북극 해빙의 경우, 바렌츠-카라해 해빙 손실에 따른 북극 온난화 강도 및 범위를 과소 모의하지만, 지역적인 연직 구조는 다소 개선되어 겨울철 WACE 패턴 모의의 개선을 보였다. 하지만 여전히 과소 모의되는 연직 구조를 보이며 유의미한 상층 파동 전파가 나타나지 않아 북극 지표 강제력이 중위도로 전달되는데 한계를 보인다. 따라서 북극-중위도 원격상관 모의에 있어, 북극 지역 연직 구조 및 상층 파동 전파 등 물리적 프로세스의 재현에 대한 중점적인 개선이 필요하다.

동아시아 몬순 계절 검증 체계는 평균장, 경년변동성, 원격상관 및 프로세스 진단으로 구성되어 있으며, 주요 진단 결과는 다음과 같다. 여름 몬순의 경우, 평균적인 강수대의 과소 모의 편차가 완화되는 개선이 보였으며, 이는 북태평양 고기압 모의 성능 향상과 연결될 수 있다. 그러나 강수의 경년변동성 예측성은 저하되었는데, 그 원인은 열대-열대 및 열대-중위도 원격상관 모의 편차에 비롯된 것으로 여겨진다. 따라서, 해양-대기 상호작용 개선 등을 통한 원격상관 재현성 개선이 요구된다. 겨울 몬순에서는 기온 평균장의 한랭 편차가 더욱 심화되었으며, 이는 동아시아 기압골 강화 및 제트 속력의 가속 및 남쪽 편향과 함께 나타났다. 기온 경년변동성의 예측성은 상대적으로 개선되었는데, 이러한 결과는 기후 모드 예측성 향상과 모델 내부의 기온 반응 개선이 동반되었기 때문으로 분석된다. 종합적으로, 겨울 몬순의 모의 성능 저하는 시베리아 고기압 및 그와 관련된 몬순 역학이 제대로 모의되지 않는다는 고질적인 문제에 기인하는 것으로 보이며, 이 부분에 대한 중점적 개선이 필요하다.

본 연구는 기존 기후 예측 모델 평가가 hindcast 중심으로 이루어져 실제 운영 예보의 성능을 충분히 설명하지 못한다는 문제의식에서 출발하였다. 이를 해결하기 위해 실제 forecast 성능을 직접 평가하고, 모델 버전 개선 효과를 시각적으로 확인할 수 있는 Python 기반 평가 패키지를 개발하였다. 본 시스템은 관측 모델 자료의 전처리, 성능지표 계산, 결과 시각화 과정을 자동화하여 운영자와 연구자가 forecast 기반 성능 변화를 일관되게 추적할 수 있도록 지원한다. 이를 통해 모델 개선이 hindcast뿐 아니라 실제 forecast에서 어떻게 반영되는지를 체계적으로 검증할 수 있는 기반을 마련하였으며, 향후 운영형 계절예보의 품질관리 및 예측 신뢰도 향상에 이바지할 것으로 기대된다.

계절내 기후예측 정보에 대한 수요가 점차 증가함에 따라 그 예측의 중요성도 증가하고 있다. 기후예측시스템의 예측성은 대부분 과거재현 자료를 기반으로 진단되고 있으며, 이는 잠재적 최대 예측성으로 실시간 예측자료의 예측성과는 차이가 있는 것으로 알려져 있다. 연구개발 과제에서는 계절내 시간규모에서 한반도 기후에 영향을 미치는 주요 기후모드의 시공간적 예측 특성과 불확실성을 진단하였다. 여름철 기후모드의 예측성은 예측자료를 직접 활용하기 어려운 것으로 진단되며, 진단된 오차 특성을 바탕으로 통계적 보정 방법을 통해 간접적으로 활용하는 방안을 제시하였다. 겨울철 기후모드의 예측성은 공간 예측성을 바탕으로 개별 기후모드의 최적 선행시간을 선별하여 제시하였다. 일련의 연구결과를 토대로 도출된 기후모드 예측장 활용방안은 현업 예보를 수행하는 기관에서 모델 예측자료 예측성을 개선하고 활용도를 높이는 효과를 가져올 것으로 기대된다. 이와 함께 모델 개발/개선을 담당하는 기관에도 연구결과를 공유하여 기후예측시스템의 문제점 개선을 위한 단서를 제공할 수 있다.

사사

이 연구는 아시아·태평양경제협력체 기후센터의 지원을 통해 수행되었으며, 기상청 슈퍼컴퓨터를 사용하여 얻은 결과입니다. 국립기상과학원의 협조에 감사드립니다.

References

- 국립기상과학원, 2021: 장마철 집중호우 특성 분석 및 예측성 향상 기술 개발, 169 p., 국립기상과학원 2021년도 연구용역사업 연구보고서
- 기상청, 엘니뇨 백서, 2017, pp.9~10.
- 기상청, 기후감시 및 분석 기반의 장기예보 가이드스, 2022, pp.118~130.
- 김가영, 김혜정, 석수현, 신선희, 이강진, 양유빈, 함수련, 전종안, 2024: 기상청 기후예측모델 개선을 위한 테스트베드 구축 및 활용 기술 개발. 기후사업본부 예측기술과; 아시아 태평양 경제협력체 기후센터
- 김지영, 현유경, 이조한, 신범철, 2021: Global Coupled (GC) 모델 개선에 따른 동아시아 여름 몬순 모의성능 평가. *대기*, **31**, 563-576, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2021.31.5.563>.
- 이소정, 현유경, 이상민, 황승언, 이조한, 부경은, 2020: 기상청 기후예측시스템(GloSea5)의 여름철 동아시아 몬순 지수 예측 성능 평가. *대기*, **30**, 293-309, <https://doi.org/10.14191/Atmos.2020.30.3.293>.
- 이은희, 설경희, 박혜진, 조수정, 조선희, 이길, 정지영, 이주원, 이은정, 최인진, 장지현 2025: 전지구예측모델 개발을 위한 검증분석 도구: Korean Integrated Model Analysis/Evaluation Tool (KAT). *대기*, **35**(3), 395-412. DOI:10.14191/Atmos.2025.35.3.395.m
- 현유경, 이조한, 신범철, 최유나, 김지영, 이상민, 지희숙, 부경은, 임소민, 김혜리, 류영, 박연희, 박형식, 추성호, 현승환, 황승언, 2022: 기상청 기후예측시스템(GloSea6) - Part2: 기후모의 평균 오차 특성 분석. *대기*, **2**, 87-101.
- Andrews, D. G., 1987: On the interpretation of the Eliassen-Palm flux divergence. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 323-338.
- Barnston, A. G., M. K. Tippett, M. L. L'Heureux, S. Li, and D. G. DeWit, 2012: Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002-11: Is our capability increasing? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 631-651. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00111.1>.
- Beck, H. E., E. F. Wood, M. Pan, C. K. Fisher, D. G. Miralles, A. I. J. M. van Dijk, T. R. McVicar, and R. F. Adler, 2019: MWSEP v2 Global 3-hourly 0.1° precipitation: Methodology and quantitative assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **100**, 473-500.
- Beverly, J., S. J. Woolnough, L. H. Baker, S. J. Johnson, and A. Weisheimer, 2019: The northern hemisphere circumglobal teleconnection in a seasonal forecast model and its

relationship to European summer forecast skill. *Climate Dyn.*, **52**, 3759–3771, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4371-4>.

Brown, B., and Coauthor, 2021: The Model Evaluation Tools (MET): More than a decade of community-supported forecast verification. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **102**(4), E782–E807. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0093.1>.

Chen, X., and T. Zhou, 2014: Relative role of tropical SST forcing in the 1990s periodicity change of the Pacific–Japan pattern interannual variability. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 13043–13066, <https://doi.org/10.1002/2014JD022064>.

Chen, H. W., Q. Zhang, H. Kornich, and D. Chen, 2013: A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2856–2861, doi:10.1002/grl.50551.

Cheung, H. N., W. Zhou, H. Y. Mok, and M. C. Wu, 2012: Relationship between Ural–Siberian blocking and the East Asian winter monsoon in relation to the Arctic oscillation and the El Niño–southern oscillation. *J. Climate*, **25**, 4242–4257, doi:10.1175/JCLI-D-11-00225.1.

Cohen, J., M. Barlow, P. J. Kushner, and K. Saito, 2007: Stratosphere–troposphere coupling and links with Eurasian land surface variability. *J. Climate*, **20**, 5335–5343, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1725.1>.

Deser, C., R. Tomas, M. Alexander, and D. Lawrence, D, 2010: The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century. *J. Climate*, **23**, 333–351.

Ding, Q., and B. Wang, 2005: Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483–3505, <https://doi.org/10.1175/JCLI3473.1>.

Ehsan, M. A., M. L. L’Heureux, M. K. Tippett, A. W. Robertson, and J. Turmelle, 2024: Real-time ENSO forecast skill evaluated over the last two decades, with focus on the onset of ENSO events. *npj Climate and Atmospheric Science*, **7**:301. <https://doi.org/10.1038/s41612-024-00845-5>.

Eyring, V., P. J. Gleckler, C. Heinze, R. J. Stouffer, K. E. Taylor, V. Balaji, E. Guilyardi, S. Joussaume, S. Kindermann, B. N. Lawrence, G. A. Meehl, M. Righi, and D. N. Williams 2016a: Towards improved and more routine Earth system model evaluation in CMIP. *Earth System Dynamics*, **7**, 813–830. <https://doi.org/10.5194/esd-7-813-2016>.

Eyring, V., M. Righi, A. Lauer, A., et al. 2016b: ESMValTool (v1.0) – a community diagnostic and performance metrics tool for routine evaluation of Earth system models in CMIP. *Geoscientific Model Development*, **9**, 1747–1802. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1747-2016>.

Flattery, P., K. Finkele, A. Hally, S. Moloney, and V. Watters, 2023: Use of ensemble

forecasts at Met Éireann: IREPS – Irish Regional Ensemble Prediction System.

- Fletcher, C. G., S. C., Hardiman, P. J. Kushner, and J. L. Cohen, 2009: The dynamical response to snow cover perturbations in a large ensemble of atmospheric GCM integrations. *J. Climate*, **22**, 1208–1222.
- Ghosh, R., E., and Coauthors, 2024: Observed winter Barents Kara Sea ice variations induce prominent sub-decadal variability and a multi-decadal trend in the Warm Arctic Cold Eurasia pattern. *Environ. Res. Lett.*, **19**, 024018.
- Gong, D.-Y., S.-W. Wang, and J.-H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2073–2076, doi:10.1029/2000GL012311.
- Gong, G., D. Entekhabi, and J. Cohen, 2003: Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. *J. Climate*, **16**, 3917–3931.
- Guo, Q. Y., 1983: The summer monsoon index in East Asia and its variation (in Chinese). *Acta Geogr. Sin.*, **38**, 208–217.
- Guo, Q. Y., 1994: Relationship between the variations of East Asian winter monsoon and temperature anomalies in China (in Chinese). *Quart. J. Appl. Meteor.*, **5**, 218–225.
- Han, S., and Sun, J., 2018: Impacts of autumnal Eurasian snow cover on predominant modes of boreal winter surface air temperature over Eurasia. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **123**, 10,076–10,091. <https://doi.org/10.1029/2018JD028443>
- Hartmann, D. L., 2015: Pacific sea surface temperature and the winter of 2014. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1894–1902.
- He, S. P., Y. Q. Gao, F. Li, H. Y. Wang, and Y. C. He, 2017: Impact of Arctic oscillation on the East Asian climate: A review. *Earth Sci. Rev.*, **164**, 48–62, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.014>.
- Hersbach, and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart J Royal Meteorol Soc*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hólm, E., R. Forbes, S. Lang, L. Magnusson, and S. Malardel, 2016: New model cycle brings higher resolution. *ECMWF Newsletter*, **No. 147**.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.* **36**, L08707.
- Hyun et al. 2022: The KMA Global Seasonal forecasting system (GloSea6) – Part 2: Climatological Mean Bias Characteristics. *Atmosphere*, **32**, 87–101. doi.org/10.14191/Atmos.2022.32.2.087 (in Korean with English abstract).
- Iida, M., S. Sugimoto, T. and Suga, 2020: Severe cold winter in North America linked to

- Bering Sea ice loss. *J. Climate*, **33**, 8069–8085.
- Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya, 2012: The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly. *J. Climate*, **25**, 2561–2568.
- Jaiser, R., Dethloff, K., Handorf, D., Rinke, A., and Cohen, J., 2012: Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus*, **64A**, 11595.
- Jeong, J.-H., T. Ou, H. W. Linderholm, B.-M. Kim, S.-J. Kim, J.-S. Kug, and D. Chen, 2011: Recent recovery of the Siberian High intensity. *J. Geophys. Res.*, **116**, D23102, doi:10.1029/2011JD015904.
- Jhun, J., and E. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711–726.
- Jiang, X., S. Yang, Y. Li, A. Kumar, W. Wang, and Z. Gao, 2013: Dynamical prediction of the East Asian winter monsoon by the NCEP Climate Forecast System. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 1312–1328, doi:10.1002/jgrd.50193.
- Jung, O., M.-K. Sung, K. Sato, Y.-K. Lim, S.-J. Kim, E.-H. Baek, J.-H. Jeong, and B.-M. Kim, 2017: How does the SST variability over the western North Atlantic Ocean control Arctic warming over the Barents-Kara Seas? *Environ. Res. Lett.*, **12**, 034021, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa5f3b>.
- Kang, D., and M.-I. Lee, 2019: ENSO influence on the dynamical seasonal prediction of the East Asian winter monsoon. *Climate Dyn.*, **53**, 7479–7495, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3574-4>.
- Kim, H., J. Lee, Y.-K. Hyun, and S.-O. Hwang, 2021: The KMA Global Seasonal forecasting system (GloSea6) Part 1: Operational system and improvements. *Atmosphere*, **31**, 341–359, doi:10.14191/Atmos.2021.31.3. 341 (in Korean with English abstract).
- Kim, H. M., P. J. Webster, J. A. Curry, and V. E. Toma, 2012: Asian summer monsoon prediction in ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective seasonal forecasts. *Climate Dyn.*, **39**, 2975–2991, doi:10.1007/s00382-012-1470-5.
- Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry, 2012: Seasonal prediction skill of ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective forecast for the Northern Hemisphere winter. *Climate Dyn.*, **39**, 2957–2973, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1364-6>.
- Kim, B. M., S. W. Son, S. K. Min, J. H. Jeong, S. J. Kim, X. Zhang, T. Shim, J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Commun.*, **5**, 4646. <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>.

- Kim, H. J., and S. W. Son, 2020: Eurasian winter temperature change in recent decades and its association with Arctic sea ice loss. *Polar Res.*, **39**, 3363.
- King, M. P., M. Hell, N. Keenlyside, 2016: Investigation of the atmospheric mechanisms related to the autumn sea ice and winter circulation link in the Northern Hemisphere. *Climate Dyn.*, **46**, 1185–1195, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2639-5>.
- Kosaka, Y., J. S. Chowdary, S. P. Xie, Y. M. Min, and J. Y. Lee, 2012: Limitations of seasonal predictability for summer climate over East Asia and the northwestern Pacific. *J. Climate*, **25**, 7574–7589, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00009.1>.
- Ku, H.-Y., M. Wang, J. Overland, S.-J., Kim, G.-H. Yang, and B.-M. Kim, 2025: Unraveling the warm Arctic–cold Eurasia pattern: Interplay of Arctic amplification and internal variability in shaping midlatitude weather. *J. Climate*, **38**, 4975–4987.
- Kug, J. S., J. H. Jeong, Y. S. Jang, B. M. Kim, C. K. Folland, S. K. Min, S. W. Son, 2015: Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nat. Geosci.*, **8**, 759–762. <https://doi.org/10.1038/NNGEO2517>.
- Kwon, M., J. G. Jhun, and K. J. Ha, 2007: Decadal change in East Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21706, <https://doi.org/10.1029/2007GL031977>.
- Landman W. A., and A. G. Barnston 2025: Verification of operational Nino3.4 SST forecast produced in South Africa since the 2015 El Nino event. *Environmental development*, **55** <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2025.101214>
- Li, Y., and S. Yang, 2010: A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255–4262.
- Li, Y., L., Zhang, B. Gan, H. Wang, X. Li., L. Wu, 2023: Observed contribution of Barents–Kara sea ice loss to warm Arctic–cold Eurasia anomalies by submonthly processes in winter. *Environ. Res. Lett.*, **18**, 034019.
- Liu, Y., L. Wang, W. Zhou, and W. Chen, 2014: Three Eurasian teleconnection patterns: spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies. *Climate Dyn.*, **42**, 2817–2839, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2163-z>.
- Lu, R., 2004: Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 155–165, <https://doi.org/10.2151/jmsj.82.155>.
- Ninomiya, K., and C. Kobayashi, 1999: Precipitation and moisture balance of the Asian summer monsoon in 1991. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 77–99, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1_77.

- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- Oki, T. and Y. C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network. *Earth Interact.*, **2**, 1–36.
- Overland, J. E., J. A. Francis, R. Hall, E. Hanna, S. Kim, and T. Vihma, 2015: The melting Arctic and mid-latitude weather patterns: Are they connected? *J. Climate*, **28**, 7917–7932, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00822.1>.
- Park, H. L., K. H. Seo, B. M. Kim, J. Y. Kim, and S. Y. S. Wang, 2020: Dominant wintertime surface air temperature modes in the Northern Hemisphere extratropics. *Climate Dyn.*, **56**, 687–698, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05478-x>.
- Persson, A., 2015: User Guide to ECMWF forecast products, Version 1.2, ECMWF, 129 pp.
- Petoukhov, V., and V. A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents–Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res.* **115**. D211111.
- Phani, R. et al., 2025: Indian Institute of Tropical Meteorology (IITM) high-resolution global forecast model version 1: an attempt to resolve monsoon prediction deadlock. *Geosci. Model. Dev.*, **18**, 1879–1894.
- Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorology*. Academic Press, 296 pp.
- Ren, Y. J., B. T. Zhou, L. C. Song, and Y. Xiao, 2017: Interannual variability of western North Pacific subtropical high, East Asian jet and East Asian summer precipitation: CMIP5 simulation and projection. *Quat. Int.*, **440**, 64–70, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.08.033>.
- Risbey, J. S., D. T. Squire, A. S. Black, and Coauthors: Standard assessments of climate forecast skill can be misleading. *Nature Communication*, **12**, 4346. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23771-z>
- Scaife, A. A., and D. Smith, 2018: A signal-to-noise paradox in climate science. *npj Clim Atmos Sci*, **1**, 28 <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0038-4>
- Seo, K. H., J. H. Son, J. Y. Lee, and H.-S. Park, 2015: Northern East Asian monsoon precipitation revealed by air mass variability and its prediction. *J. Climate*, **28**, 6221–6233, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00526.1>.
- Shao, C., X. Yuan, and F. Ma, 2023: Skill decreases in real-time seasonal climate prediction due to decadal variability. *Climate Dynamics*. DOI:10.1007/s00382-023-06800-z.
- Sohn, S.-J., C.-Y. Tam, and C.-K. Park, 2011: Leading modes of East Asian winter climate variability and their predictability: An assessment of the APCC multi-model ensemble. *J.*

Meteor. Soc. Japan, **89**, 455–474.

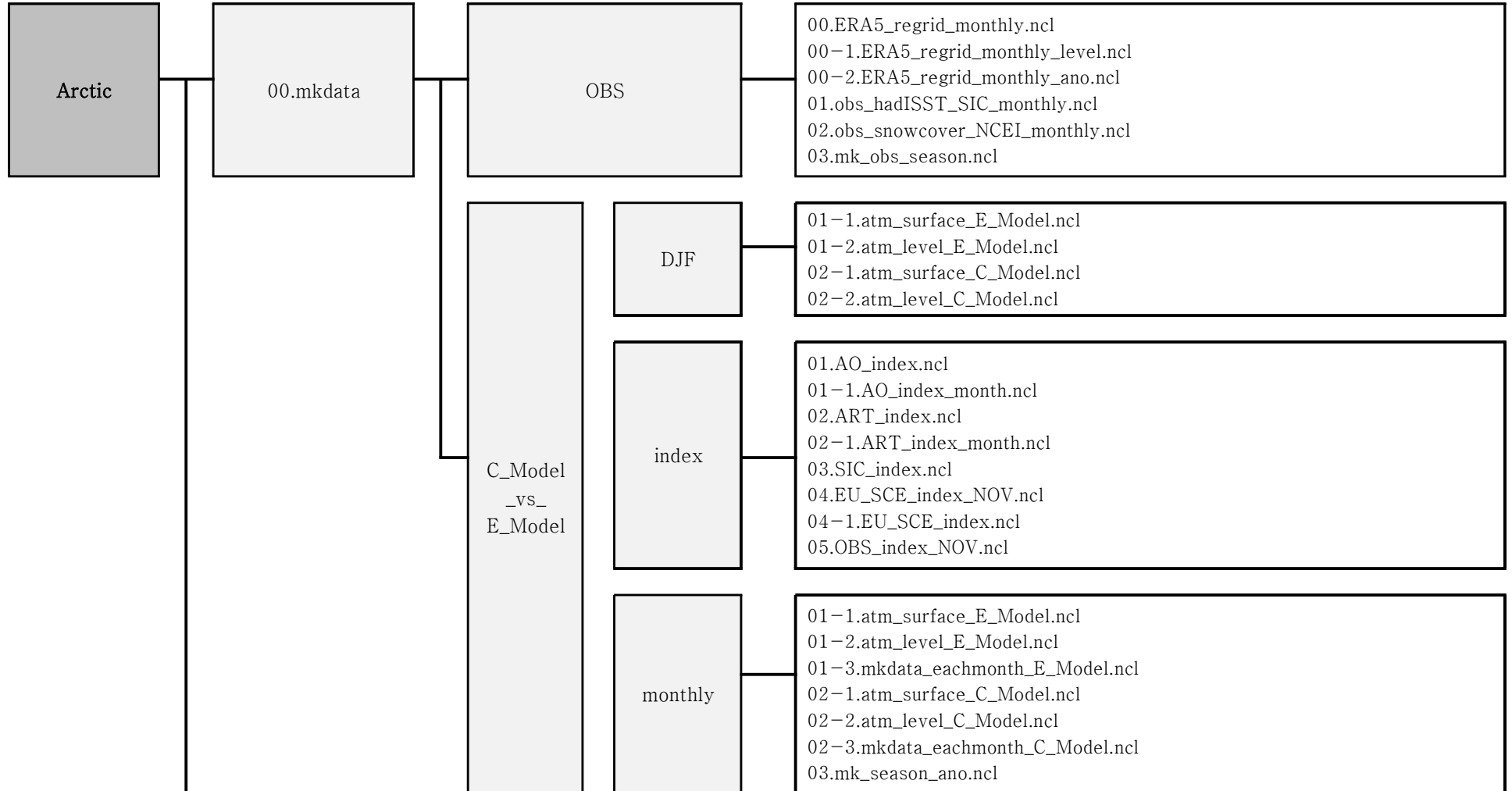
- Son, H.-Y., J.-Y. Park, J.-S. Kug, J. Yoo, and C.-H. Kim, 2014: Winter precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO. *Climate Dyn.*, **42**, 3171–3186, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2008-1>.
- Sun, B.-M., and C.-Y. Li, 1997: Relationship between the disturbances of East Asian trough and tropical convective activity in boreal winter (in Chinese). *Chin. Sci. Bull.*, **42**, 500–504.
- Sung, M.-K., G.-H. Lim, W.-T. Kwon, K.-O. Boo, and J.-S. Kug, 2009: Short-term variation of Eurasian pattern and its relation to winter weather over East Asia. *Int. J. Climatol.*, **29**, 771–775, <https://doi.org/10.1002/joc.1774>.
- Tang, Q., X. Zhang, X. Yang, and J. A. Francis, 2013: Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 014036.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2).
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.
- Vitart, F., and Coauthors, 2017: The Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project Database. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 163–173, <https://doi.org/10.1175/bams-d-16-0017.1>.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Wang, B., and LinHo, 2002: Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386–398, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2).
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asian Climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wang, B., and Q. Ding, 2008: Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn. Atmos. Oceans*, **44**, 165–183, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002>.
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629–638, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0629:COSASM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0629:COSASM>2.0.CO;2).
- Wang, B., R. G. Wu, and X. H. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2).
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon:

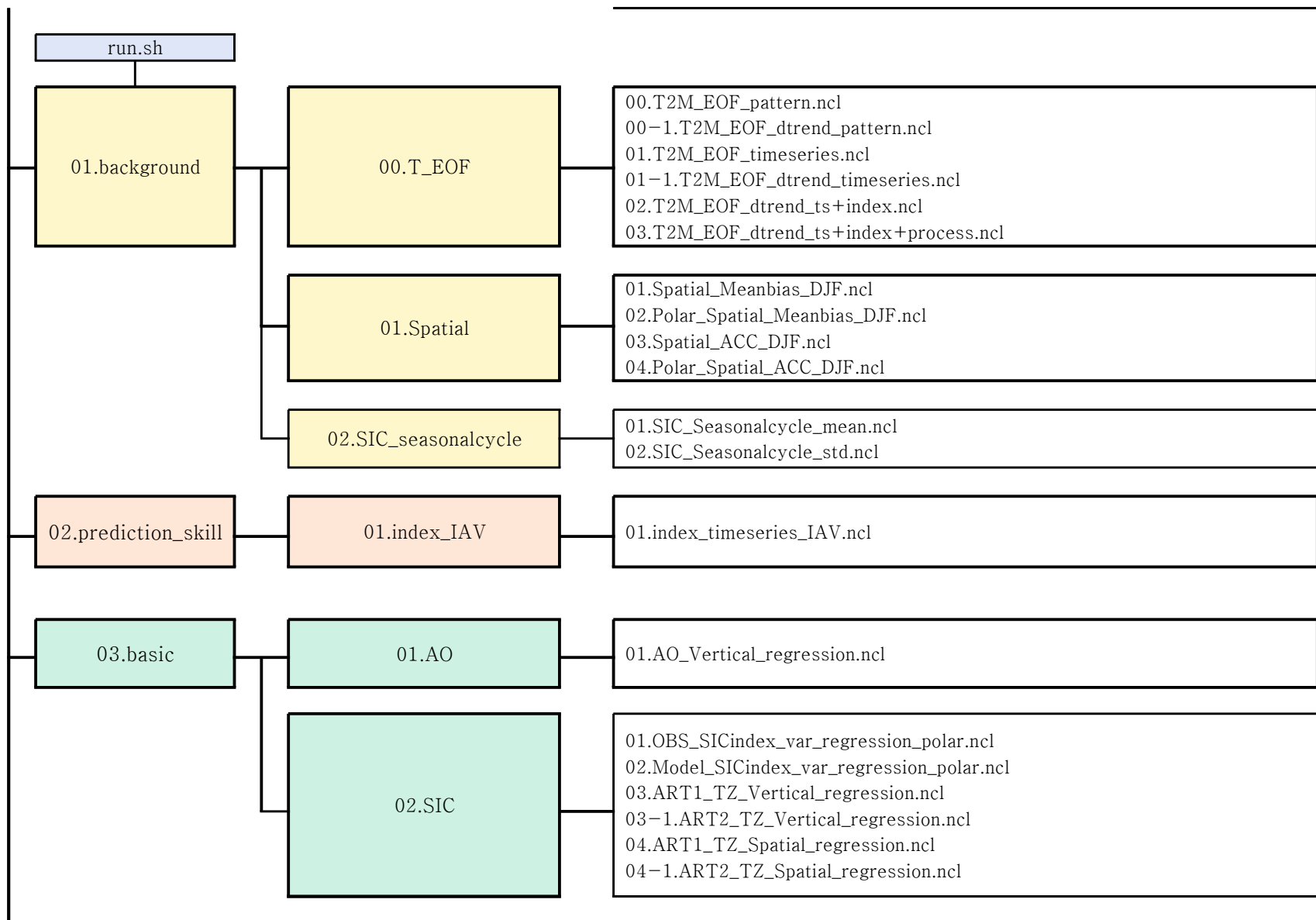
- Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073–4090, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2).
- Wang, B., Z. Wu, C.-P. Chang, J. Liu, J. Li, and T. Zhou, 2010: Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes. *J. Climate*, **23**, 1495–1512.
- Wang, B., Z. Wu, J. Li, J. Liu, C. P. Chang, Y. Ding, and G. Wu, 2008: How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J. Climate*, **21**, 4449–4463, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2183.1>.
- Wang, L., W. Chen, W. Zhou, and R. H. Huang, 2009: Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway. *J. Climate*, **22**, 600–614.
- Woo, S. H., J. Choi, and J. H. Jeong. 2020: Modulation of ENSO Teleconnection on the Relationship Between Arctic Oscillation and Wintertime Temperature Variation in South Korea. *Atmosphere*, **11**, 950, <https://doi.org/10.3390/ATMOS11090950>.
- Xie, S.-P., K. M. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo–western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730–747, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2544.1>.
- Xie, S.-P., Y. Kosaka, Y. Du, K. Hu, J. S. Chowdary, and G. Huang, 2016: Indo–western Pacific Ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. *Adv. Atmos. Sci.*, **33**, 411–432, <https://doi.org/10.1007/s00376-015-5192-6>.
- Yang, S., K.-M. Lau, and K.-M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies. *J. Climate*, **15**, 306–325, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0306:VOTEAJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0306:VOTEAJ>2.0.CO;2).
- Yu, T., W. Chen, H. Gong, J. Feng, and S. Chen, 2023: Comparisons between CMIP5 and CMIP6 models in simulations of the climatology and interannual variability of the East Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **60**, 2183–2198, <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06408-9>.
- Yun, K. S., J. Y. Lee, and K. J. Ha, 2014: Recent intensification of the South and East Asian monsoon contrast associated with an increase in the zonal tropical SST gradient. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **119**, 8104–8116, <https://doi.org/10.1002/2014JD021692>.
- Zhang, P., Y. Wu, I. Simpson, K. L. Smith, X. Zhang, B. De, and P. Callaghan, 2018: A stratospheric pathway linking a colder Siberia to Barents–Kara Sea ice loss. *Sci. Adv.*, **4**, eaat6025.
- Zhang, R.-H., C. Gao, and L. Feng, 2022.: Recent ENSO evolution and its real-time prediction

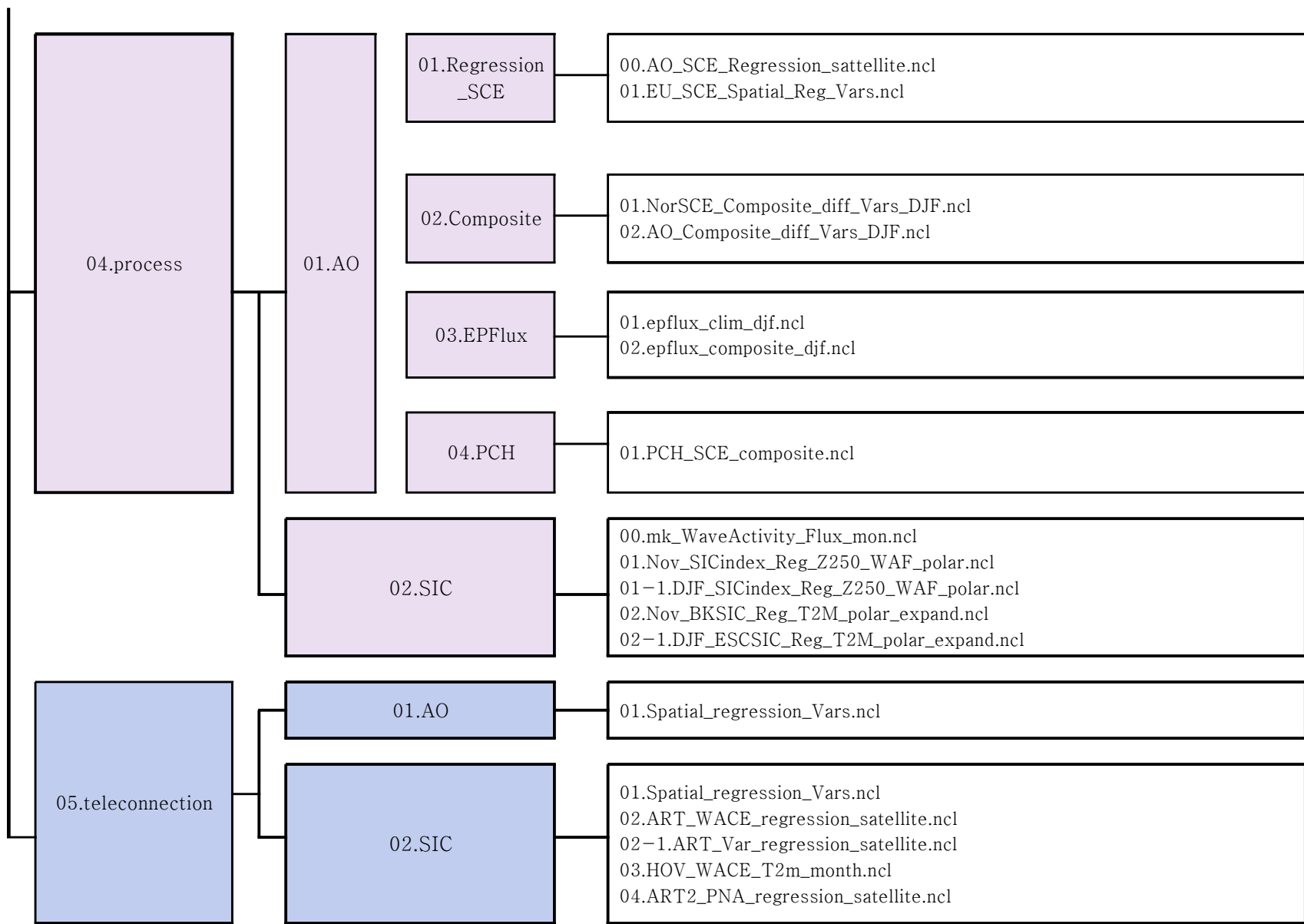
challenges. *National Science Review*, **9**, nwac052. DOI:10.1093/nsr/nwac052.

부록 A. 북극 기후 계절 검증 체계 구축

C_Model : 기준모델, E_Model : 평가모델







부록 B. 동아시아 몬순 계절 검증 체계 구축

1. 동아시아 몬순 계절 검증 체계

동아시아 몬순 계절 검증 체계는 평균장, 경년변동성, 프로세스 및 원격상관을 중심으로 모델의 진단 결과를 제공한다. 이와 더불어 각 진단 요소에 대한 정량적 개선율(%)을 스코어카드로 표출하여 모델의 성능 변화를 직관적으로 파악할 수 있도록 돕는다. 이러한 검증 체계의 산출물을 활용함으로써 기후예측모델을 객관적으로 평가하고, 나아가 모델의 구체적인 개선 방향을 제시할 수 있다.

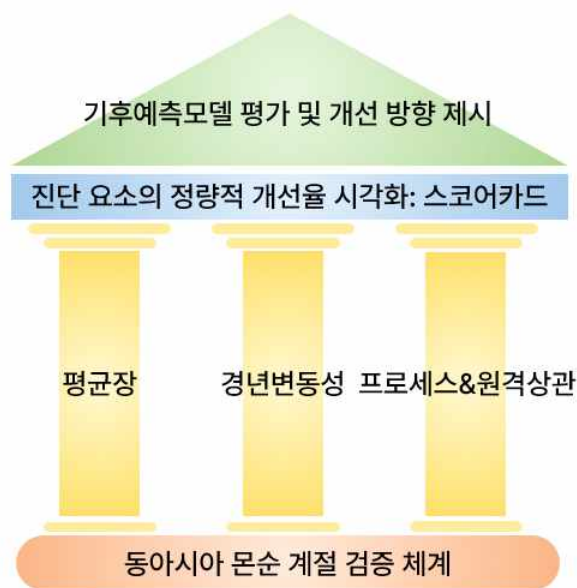


Figure B1. Conceptual diagram of the seasonal verification framework for the East Asian monsoon system.

동아시아 몬순 계절 검증 체계의 디렉토리 구조는 아래와 같으며, 여름과 겨울 검증 체계 모두 동일한 구조를 가진다. main_shell.sh의 run을 통해 검증 체계가 작동하며, [1. Climatology]→[2. Interannual Variability]→[3. Process&Teleconnection]→[4. Scorecard] 순으로 수행된다. 각 단계(1-4)의 산출물은 그 하위에 위치한 EXP 디렉토리에 저장된다.

Table B1. Directory structure of the verification framework.

DIAG	동아시아 몬순 계절 검증 체계
└─ 0.Data	전처리된 데이터
├─ OBS	
├─ CTL	
└─ EXP	
└─ main_shell.sh	메인 Shell 스크립트
└─ config.sh	실험 설정 파일
└─ 1.Climatology	동아시아 영역 평균장
├─ sub_shell-1.sh	
├─ set_cn_attr.ncl	
├─ clm.ncl	
├─ jet.ncl	
└─ EXP	
└─ 2.Interannual_Variability	지수 기반 동아시아 몬순 경년변동성
├─ sub_shell-2.sh	
├─ def_index.ncl	
├─ prediction_skill.ncl	
└─ EXP	
└─ 3.Process&Teleconnetcion	몬순 원격상관&프로세스
├─ sub_shell-3.sh	(겨울의 경우 각 3개의 파일 존재)
├─ IPOC.ncl	
├─ NINO34_2D.txt	(여름만 해당)
└─ EXP	
└─ 4.Scorecard	스코어카드
├─ sub_shell-4.sh	
├─ scorecard.py	
└─ EXP	

1-0. Data

체계가 요구하는 바에 맞게 전처리된 관측과 모델 자료를 준비한다. 자료의 형식은 nc 파일로 구성은 다음을 따라야 한다.

- ① [시간-(고도)-위도-경도] 차원의 형태로,
- ② 계절 평균된 자료로 시간 차원의 개수는 연도 개수와 같고,

- ③ 각 변수당 하나의 파일로 존재하며 파일명은 [(실험명)-변수명.nc]이어야 한다.
- ④ 변수의 이름과 단위는 아래와 같아야 한다. 하위 스크립트의 일부 수정으로 변수 및 파일명을 다르게 저장하여 사용할 수 있으나, 그렇지 않는다면 아래의 변수명을 그대로 따르면 된다.

ㄱ. 3차원 자료

변수 \ 자료	관측	모델	단위	비고
강수	prcp	(실험명)-PRCP	mm/day	여름
지표 기온	t2m	(실험명)-T2M	K	겨울
해면기압	slp	(실험명)-SLP	hPa	
해수면온도*	sst	(실험명)-SST	°C 또는 K	

*모델 해수면온도 자료 없을 시 지표온도(Ts)로 대체

ㄴ. 4차원 자료(고도 포함)

변수 \ 자료	관측	모델	단위	비고
동서바람	u	(실험명)-U	m/s	850/200 hPa
남북바람	v	(실험명)-V	m/s	850 hPa
지위고도	z	(실험명)-Z	gpm	1000(겨울)/500 hPa

※ main_shell.sh/config.sh

위와 같이 자료가 준비되었다면, main_shell.sh를 통해 체계를 구동할 수 있다. main_shell은 설정 파일(config.sh)을 불러오고 각 단계에서의 sub_shell-[1, 2, 3, 4].sh를 순차적으로 실행시킨다. config는 main_shell에서 불러오는 파일로 실험 전반에 관한 설정을 담당한다. 여기에는 실험명, 전체 데이터 및 분석 데이터의 기간(연도), 자료의 위치 등 분석을 수행하기 위한 정보를 포함한다.

아래는 CTL을 GC3.2, EXP을 GC5.0으로 예시로 설정한 것이다. 가장 먼저, [0. Data]에서 설명한 바와 같이 데이터를 전처리한다.

0.Data	전처리된 데이터
├─ OBS	VAR.nc
├─ GC3.2	GC3.2-VAR.nc
└─ GC5.0	GC5.0-VAR.nc

다음으로 config.sh를 아래와 같이 설정하고 main_shell을 실행하면 체계를 구동할 수 있다.

<pre>#!/bin/bash set -e source "./config.sh" echo "--- main_shell.sh ---" echo " CTL: \${CTL}" echo " EXP: \${EXP}" echo " dir_data_OBS: \${dir_data_OBS}" echo " dir_data_CTL: \${dir_data_CTL}" echo " dir_data_EXP: \${dir_data_EXP}" echo " Overall data period: \${yrs0}-\${yre0}" echo " Analysis period: \${yrs}-\${yre}" echo "-----"</pre>	<pre>#!/bin/bash dir_base=" dir_data="\${dir_base}/0.data/" ----- 체계/자료가 위치한 디렉토리 export CTL="GC3.2" ----- 실험명(CTL, EXP) export EXP="GC5.0" export yrs0=1993 ----- 전체 데이터의 기간(시작, 끝) exportyre0=2016 export yrs=1993 ----- 분석 데이터의 기간(시작, 끝) exportyre=2016 export dir_data_OBS="\${dir_data}/OBS/" export dir_data_CTL="\${dir_data}/\${CTL}/" export dir_data_EXP="\${dir_data}/\${EXP}/" export dir_output_relative="./\${EXP}/" export dir_sub1="\${dir_base}/1.CLM/" export dir_sub2="\${dir_base}/2.IAV/" export dir_sub3="\${dir_base}/3.TnP/" export dir_sub4="\${dir_base}/4.Scorecard/"</pre>
main_shell 및 config의 일부	

그에 따른 산출물은 아래와 같다.

<ul style="list-style-type: none"> 1.Climatology <ul style="list-style-type: none"> ... GC5.0 2.Interannual_Variability <ul style="list-style-type: none"> ... GC5.0 3.Teleconnection&Process <ul style="list-style-type: none"> ... GC5.0 4.Scorecard <ul style="list-style-type: none"> ... GC5.0 	<p>(png) tp(여름), t2m(겨울), u850, v850, msl, z500, u200, jet-axis</p> <p>(ascii) tp(여름), t2m(겨울), u850, v850, msl, z500, u200, jet-axis</p> <p>(png) indices(공통) EOF-2mT(겨울)</p> <p>(ascii) EAR, WNPAC, MW, PG, EAJ(여름) N-mode, S-mode, MW, PG, EAT, EAJ(겨울)</p> <p>(png) IPOC(여름) indices, reg_SHI/AOI/NINO34I_vars(겨울)</p> <p>(ascii) NINO3.4-NIO, NIO-WNP, WNP-EA(여름) SHI, AOI, NINO34I, SH-T2M, AO-T2M, ENSO-T2M(겨울)</p> <p>(png) scorecard</p>
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

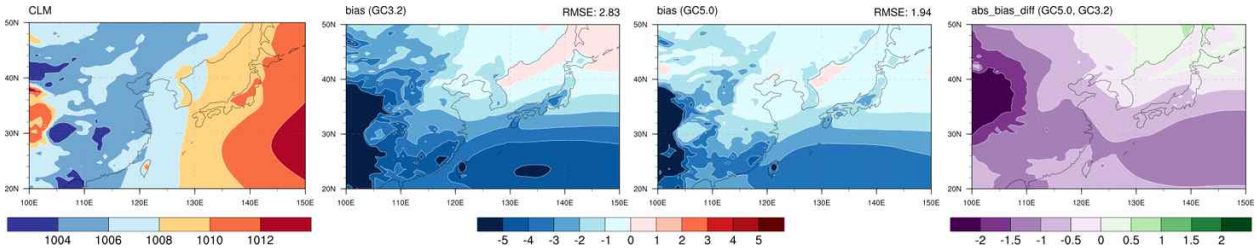
1-1. Climatology

동아시아 영역[20-50N, 100-150E]의 평균장과 관련된 그림(png) 및 값(ascii)을 표출하는 단계이다. 구체적으로, 문순과 관련된 주요 변수에 대한

- ① 평균장
- ② 모델 평균장 편차

③ 모델 평균장 편차의 절댓값 차

가 생성된다. 아래는 여름철 해면기압(SLP)에 대한 예시 그림이다.



제트기류에 대한 성능을 보다 자세히 살펴보기 위해서 동아시아 경도 영역에 대해 평균된

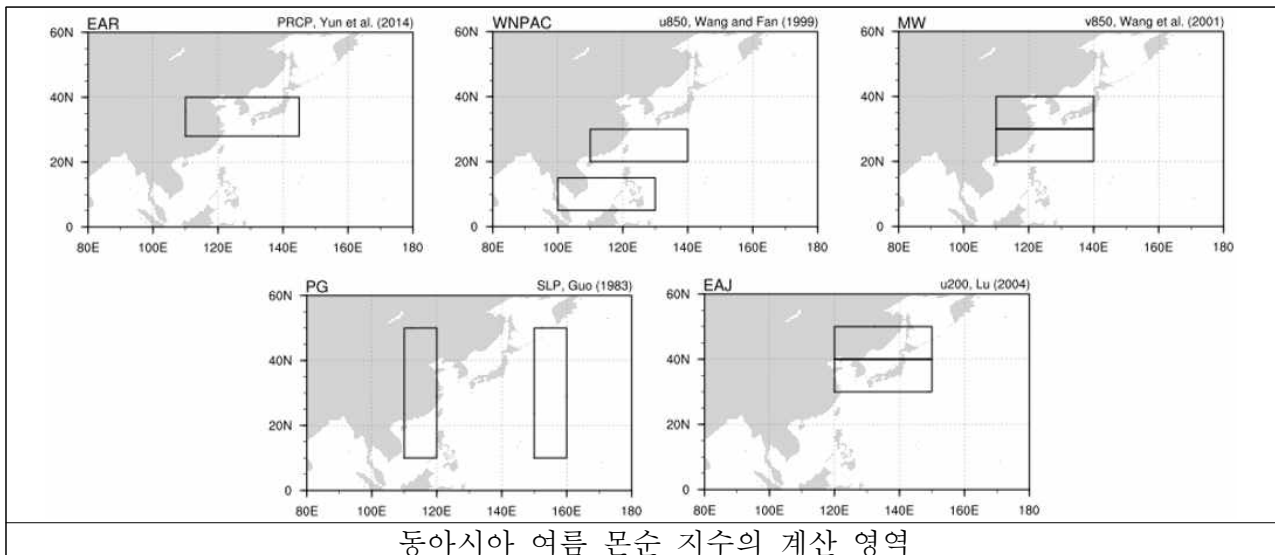
④ 200 hPa 동서바람의 위도별 속력

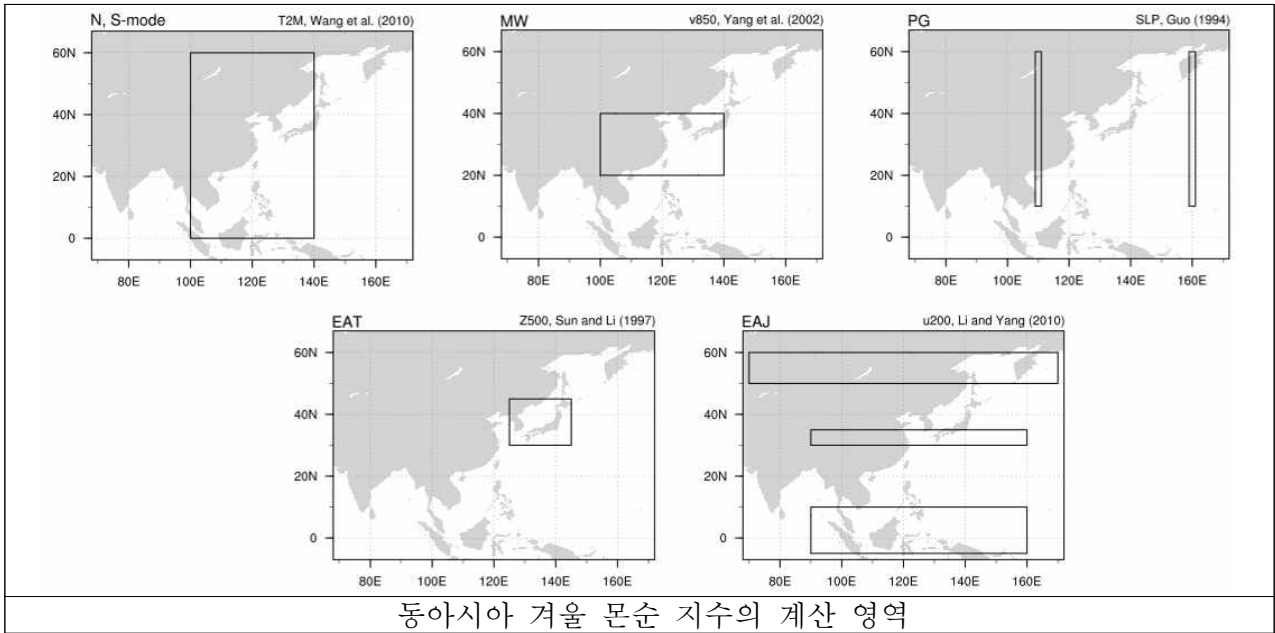
⑤ 200 hPa 동서바람의 최고 속력이 나타나는 위도

또한 함께 생성된다.

1-2. Interannual_Variability

동아시아 여름과 겨울 몬순 지수의 시계열 및 관측과의 상관계수를 그림(png) 및 값(ascii)로 표출한다. 각 지수의 계산 영역은 아래와 같다.



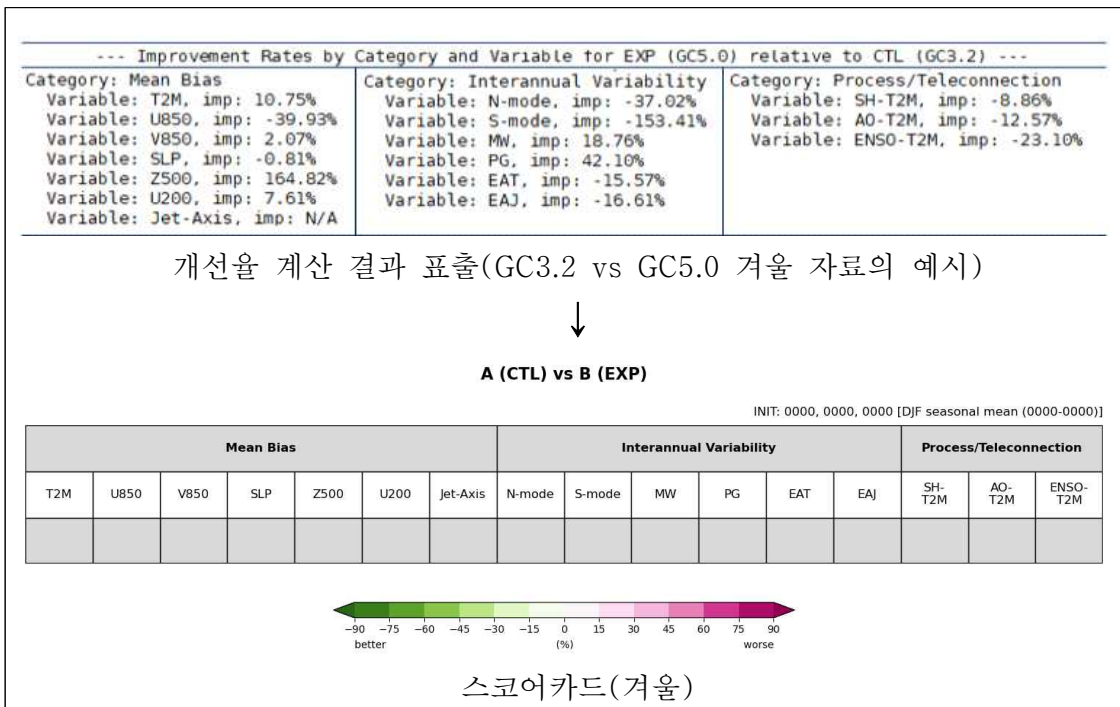
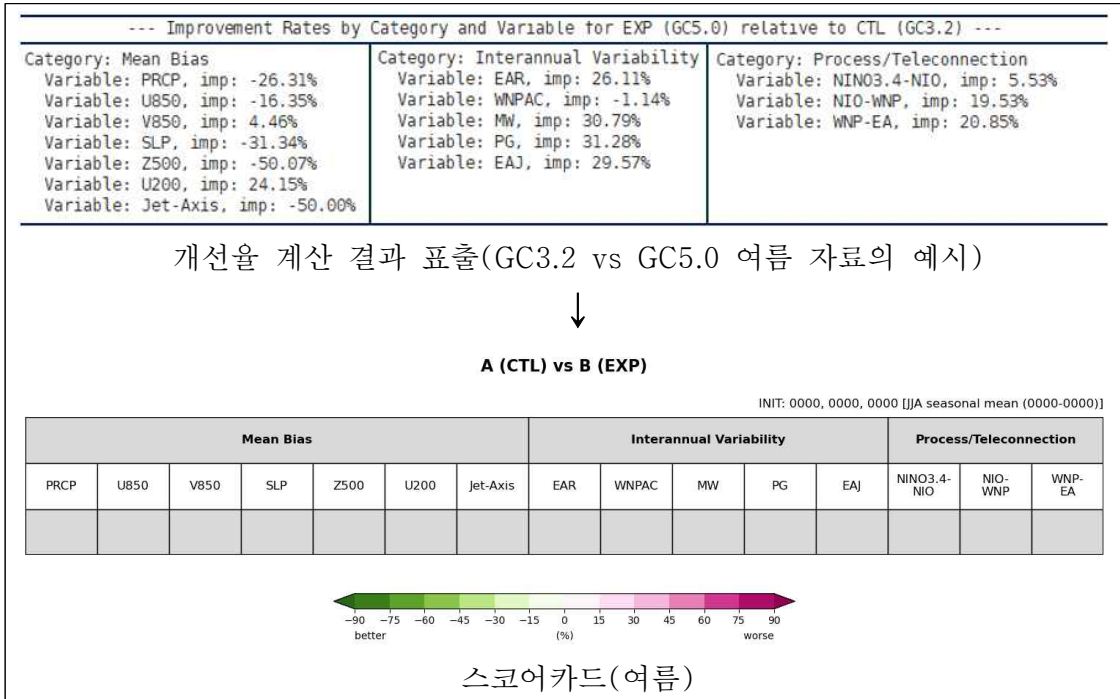


1-3. Process&Teleconnection

동아시아 몬순과 관련된 프로세스 및 원격상관 재현성을 평가한다. 여름 몬순의 경우 IPOC 효과에 대한 반응을 평가한다. 겨울철 Nino3.4 강제력에서 시작하여 북인도양 해수면 온도, 북서태평양 대류 활동, 그리고 최종적인 동아시아 강수로 이어지는 일련의 관계를 회귀분석장(png)으로 시각화한다. 더불어 각 반응의 정량적 크기는 값(ascii)으로 표출한다. 겨울 몬순의 경우 시베리아 고기압, 북극 진동, 그리고 엘니뇨-남방 진동의 세 가지 요소에 대한 반응을 평가한다. 각 요소에 대한 대기 반응은 회귀분석장(png)으로 표현되며, 지표 기온 반응의 동아시아 영역 평균을 값(ascii)으로 함께 생산한다.

1-4. Scorecard

각 단계에서 만들어진 ascii 파일들을 기반으로 CTL 대비 EXP의 정량적 개선율(%)을 계산하고 스코어카드를 생성하는 단계이다. 스코어카드는 각 핵심 진단 지표들에 대한 정량적 개선율을 시각화한 것으로, 요소별 개선율 계산식은 아래를 따른다. Mean Bias는 평균장의 평균제곱근오차(RMSE)를 통해(제트의 축 위치 θ 는 예외), Interannual Variability는 몬순 지수의 상관계수(COR)를 통해, Process&Teleconnection은 기후 인자에 따른 반응장의 크기(REG)를 통해 개선율을 계산한다. 음의 값에 해당하는 초록색은 기준 CTL 대비 EXP의 성능 개선, 양의 값에 해당하는 자주색은 CTL 대비 EXP의 성능 악화를 나타내도록 부호를 모두 통일하였다.



Improvement Rate (%)	Mean Bias	$\frac{RMSE_{EXP} - RMSE_{CTL}}{RMSE_{CTL}} \quad \text{or} \quad \frac{ \Delta\theta_{EXP} - \Delta\theta_{CTL} }{ \Delta\theta_{CTL} }$
	Interannual Variability	$\frac{COR_{EXP} - COR_{CTL}}{COR_{CTL}}$
	Process & Teleconnection	$\left(\left \frac{REG_{EXP} - REG_{OBS}}{REG_{OBS}} \right - \left \frac{REG_{CTL} - REG_{OBS}}{REG_{OBS}} \right \right)$

2. 진단 요소별 정량적 개선율

Table B2. Quantitative improvement rates (%) of the East Asian summer monsoon diagnostics in GC5.0 compared to GC3.2. Note that negative values represent improvement.

Category	Diagnosis Element	Improvement Rate (%)
Mean Bias	PRCP	-26.31
	U850	-16.35
	V850	4.46
	SLP	-31.34
	Z500	-50.07
	U200	24.15
	Jet-axis	-50.00
Interannual Variability	EAR	26.11
	WNPAC	-1.14
	MW	30.79
	PG	31.28
	EAJ	29.57
Process&Teleconnection	NINO3.4-NIO	5.53
	NIO-WNP	19.53
	WNP-EA	20.85

Table B3. Quantitative improvement rates (%) of the East Asian winter monsoon diagnostics in GC5.0 compared to GC3.2. Note that negative values represent improvement.

Category	Diagnosis Element	Improvement Rate (%)
Mean Bias	T2M	10.75
	U850	-39.93
	V850	2.07
	SLP	-0.87
	Z500	164.82
	U200	7.61
	Jet-axis	N/A
Interannual Variability	N-mode	-37.02
	S-mode	-153.41
	MW	18.76
	PG	42.10
	EAT	-15.57
	EAJ	-16.61
Process&Teleconnection	SH-T2M	-8.86
	AO-T2M	-12.57
	ENSO-T2M	-23.10